UNIVERSITA' DEGLI STUDI "G. D'ANNUNZIO"
CHIETI – PESCARA

Dipartimento di Ingegneria e Geologia INGEO

Corso di Laurea Magistrale in Scienze e Tecnologie Geologiche

Tesi di Laurea Sperimentale

DEFINIZIONE DI INPUT SINTETICI NELLO STUDIO DI RISPOSTA SISMICA LOCALE DEL COMUNE DI CORTINO (TE)

RELATORE
Chiar.ma Prof.ssa Ing.
Giovanna VESSIA

CORRELATORE
Chiar.mo Dr.
Sebastiano D'AMICO

LAUREANDA
Francesca MANCINI
3169187

ANNO ACCADEMICO 2017/2018

Un pensiero profondo e sentito,
va al dolore di ogni persona
colpita dal sisma.

Indice

SOMMARIO

A causa della non linearità del suolo, per un determinato deposito di terreno i fattori e le funzioni di amplificazione possono essere fortemente condizionati dalle caratteristiche dell'input sismico. Pertanto, la selezione dell'input sismico più adatto per gli studi di risposta sismica locale RSL è un punto chiave.

In questo lavoro di tesi, gli studi di risposta sismica locale bidimensionali sono stati effettuati con il *software LSR2D v4.0* per il sito di Casanova, frazione di Cortino (TE, Abruzzo). Questa frazione è stata caratterizzata, nell'ambito della Microzonazione sismica di I livello e del progetto di microzonazione sismica di III livello, del Centro Italia (2017), mediante rilievi geologici e geomorfologici, indagini geofisiche e prove geotecniche.

La domanda principale, alla quale si è cercato di rispondere in questo lavoro di tesi, è la seguente: considerando uno spettro di progetto di riferimento (ovvero gli stessi valori di $a_{(g)}$, F_0 e T_C* estratti da *Spettri-NTC*) e definito un modello numerico del sottosuolo del sito oggetto di RSL, come varia la risposta sismica locale adoperando input naturali e sintetici?

Le *Norme Tecniche per le Costruzioni 2018* (par. 3.2.3.6) ammettono l'uso di storie temporali del moto del terreno naturali o generate mediante simulazione del meccanismo di sorgente e della propagazione, a condizione che siano adeguatamente giustificate le ipotesi relative alle caratteristiche sismogenetiche della sorgente e del mezzo di propagazione.

Gli accelerogrammi sintetici, infatti, sono generati a partire da modelli di sorgente sismologici, considerando anche gli effetti della propagazione sito - sorgente.

Sono noti diversi metodi per simulare gli accelerogrammi naturali, caratterizzati da vari livelli di complessità che sono definiti dalla tipologia delle tecniche informatiche utilizzate.

Nel seguente studio, sono state considerate le tecniche di simulazione a faglia finita. Esse seguono tre approcci: deterministico – stocastico (DSM: Pacor et al., 2005); stocastico (EXIM: Motazedian e Atkinson, 2005); ed ibrido broadband (HIC: Gallovič e Brokešová, 2007).

Per simulare le forme d'onda sintetiche dei tre eventi sismici di maggior entità della sequenza sismica del Centro Italia 2016 -17 (24 Agosto 2016, M_w 6.0; 26 ottobre 2016, M_w 5.9; 30 Ottobre 2016, M_w 6.5), è stato utilizzato l'approccio stocastico a faglia – finita basato sulla frequenza di corner dinamica, metodologia implementata in EXSIM_V3 (Motazedian e Atkinson, 2005).

Infine, le analisi di risposta sismica locale sono state realizzate mediante tre diversi input sismici: nella prima analisi sono stati considerati sette accelerogrammi naturali selezionati da *REXELite*

(http://esm.mi.ingv.it/DYNA-stage/CadmoDriver); nella seconda e terza analisi sono stati adoperati input sismici sintetici elaborati con i medesimi parametri di sorgente. Nell'ambito delle caratteristiche sismotettoniche della regione considerata nello studio, gli accelerogrammi simulati nella analisi n°2 considerano i parametri di propagazione e di sito proposti da Malagnini *et al.* (2011), mentre nell'analisi n°3 sono stati adottati i parametri individuati da Pacor *et al.* (2016).

Dai risultati ottenuti è possibile affermare che le analisi di risposta sismica locale effettuate mediante una scelta di input sintetici sono ragionevoli in termini di accelerazione spettrale e di amplificazione.

Dal confronto degli spettri di risposta, dei fattori e delle funzioni di amplificazione ottenute con le diverse analisi, si nota che, nei punti di controllo di maggior interesse per i fenomeni amplificativi, con gli accelerogrammi sintetici di input elaborati con i parametri proposti da Pacor *et al.* (2016) i risultati sono simili a quelli ottenuti con gli input naturali. Rispetto all'analisi con gli input naturali, dove il picco di accelerazione è ben definito nel periodo T = 0.1 s, con gli input sintetici i valori massimi delle accelerazioni spettrali e delle amplificazioni sono distribuiti nel range di periodo che va da 0.08 – 1.13 s.

ABSTRACT

Due to the non-linear soil behavior under static and dynamic loading, for a given soil deposit the factors and the amplification functions are considerably conditioned by the seismic input. Therefore, the selection of the most suitable seismic input is a key point for local seismic response LSR studies.

In this study, the two-dimensional local seismic response studies were carried out through *LSR2D v4.0* software at Casanova site, a hamlet of Cortino (TE, Abruzzo), that has been characterized by geological, geomorphological and geophysical surveys for the purpose of Seismic Microzonation of level I.

The main focus of this degree thesis, is the following: considering (1) a target spectrum (ie the same values of $a_{(g)}$, F_0 and T_C* extracted from *Spettri-NTC*) to which the input signals must be compliant and (2) a reconstructed numerical model of a site, how much does the local seismic response is affected from natural or synthetic input motions?

The recent version of the Italian building code (NTC18), at section 3.2.3.6, states that for the input motions of the response seismic analyses the use of natural accelerograms or the synthetic accelerograms are allowed. The synthetic accelerograms must be generated by simulation procedures that take into account both the source mechanism and the propagation, provided that the hypotheses concerning the seismogenic characters of the source and propagation are adequately supported.

Synthetic accelerograms, indeed, are generated from seismological source models, also considering the effects of the site-source propagation.

A range of methods are known in the generation of simulated accelerograms, characterized by different complexity.

Fault - finite simulation techniques follow three approaches: deterministic - stochastic (DSM: Pacor et al., 2005); stochastic (EXIM: Motazedian and Atkinson, 2005); and broadband hybrid (HIC: Gallovič and Brokešová, 2007).

Hereinafter, to simulate the synthetic waveforms of the three major earthquakes of the seismic sequence of Central Italy 2016 -17 (24th August 2016, Mw 6.0; 26th October 2016, Mw 5.9; 30th October 2016, Mw 6.5), the stochastic fault approach - finite based on dynamic corner frequency has been used. Such a methodology has been implemented in EXSIM_V3 code (Motazedian and Atkinson, 2005).

LSR analyses were performed using three different seismic inputs: (1) seven natural accelerograms selected by REXELite (http://esm.mi.ingv.it/DYNA-stage/CadmoDriver); (2) and (3) synthetic seismic inputs processed with the same source parameters related to the tectonic region under study: in the second analysis the propagation and site parameters proposed by Malagnini *et al.*, (2011) have been considered, in the third analysis the ones identified by Pacor *et al.* (2016) have been used.

From the obtained results, it is possible to state that the LSR analyzes performed by a choice of synthetic inputs are reasonable in terms of spectral accelerations and amplifications.

From the comparison of the response spectra, the factors and the amplification functions drawn from different analyzes, at the control points of the greatest interest for the amplification phenomena, it is worth noticing that, with the synthetic input accelerograms elaborated with the parameters proposed by Pacor *et al*. (2016), the results are similar to those obtained with natural inputs. Comparing the analyses with natural and synthetic inputs, it can be drawn that where the acceleration peak is well defined in the period T = 0.1 s for natural accelerograms, instead the maximum values of the spectral accelerations and of the amplifications are distributed in the period ranging from 0.08 - 1.13 s in the synthetic accelerograms case.

1. INTRODUZIONE

La regione Abruzzo è un'area caratterizzata da un'elevata pericolosità sismica, documentata principalmente da informazioni di sismologia storica, che per l'area in esame coprono un intervallo di tempo di circa 2000 anni (Rovida *et al.*, 2016).
L'area oggetto del presente lavoro di tesi è stata colpita dalla recente ed importante sequenza sismica del Centro Italia 2016-17, sviluppata in un'area compresa tra la sequenza del 1997 (Umbria-Marche, nota con il nome di sequenza di Colfiorito) a Nord e la sequenza del 2009 (sequenza de L'Aquila) a Sud.

L'obiettivo principale di questo lavoro è stato quello di valutare l'input sismico più adatto per gli studi di risposta sismica locale, realizzati mediante il *software LSR2D v4.0* per il sito Casanova, frazione di Cortino (TE, Abruzzo), precedentemente caratterizzato mediante rilievi geologici e geomorfologici, indagini geofisiche e prove geotecniche nell'ambito della Microzonazione sismica di I livello.

La scelta degli accelerogrammi di input riveste un ruolo di notevole importanza in quanto il contenuto in frequenza può risultare molto differente tra un accelerogramma ed un altro e quindi può variare significativamente la risposta.
A tal riguardo, un problema significativo riguarda la scelta tra tre tipologie di accelerogrammi (Boomer e Acevedo, 2004): artificiali, sintetici o naturali.
Nella vigente normativa *NTC18*, sono ammessi l'uso di accelerogrammi naturali o generati mediante simulazione. Gli accelerogrammi sintetici sono generati a partire da modelli di sorgente sismologici, considerando anche gli effetti della propagazione sito – sorgente.
In questo studio di tesi sono state simulate le forme d'onda sintetiche dei tre eventi sismici di maggior entità della sequenza sismica del Centro Italia 2016 -17, mediante l'approccio stocastico a faglia – finita basato sulla frequenza di corner dinamica, metodologia implementata in EXSIM_V3 (Motazedian e Atkinson, 2005).

L'intero lavoro di tesi è articolato in da due macro - capitoli.

Nel Capitolo 2 dello Stato dell'arte, vengono descritte: la storia del quadro normativo sismico italiano, gli aspetti teorici della risposta sismica locale e la metodologia alla base del codice di calcolo per generare sismogrammi sintetici.
Il quadro normativo italiano è stato presentato per due ragionevoli motivi: per analizzare l'evoluzione delle conoscenze geologiche e del pensiero scientifico in ambito sismico, ma soprattutto perché le attuali Norme Tecniche rappresentato il testo di riferimento ufficiale sia per la risposta sismica locale sia per la scelta dell'input sismico.

Nello stato dell'arte sulla risposta sismica locale, sono stati approfonditi gli aspetti teorici sul comportamento dinamico del terreno, i parametri utilizzati per una valutazione quantitativa della RSL, gli effetti di sito ed i metodi numerici.
Un accento particolare è stato posto alla descrizione della metodologia stocastica a faglia – finita basato sulla frequenza di corner dinamica del codice di calcolo utilizzato, andando a valutare nel dettaglio il contributo dei singoli parametri di sorgente, propagazione crostale, effetti di sito e strumentazione, sui quali si basa la simulazione degli accelerogrammi (Boore, 2003).

Nel Capitolo 3 viene presentato il Caso di studio.
Nella prima parte introduttiva, sono stati sviluppati l'inquadramento geografico, geomorfologico, geologico (regionale e di dettaglio), sismotettonico e della sismicità storica incentrata sul comune di Cortino.
In seguito, sono stati analizzati i parametri *strong motion* dei recenti eventi sismici dell'Italia Centrale (dal 1997 ad oggi) al fine della caratterizzazione dell'importante zona *near field*.
Dopo aver fornito una breve descrizione degli eventi sismici più forti della sequenza sismica del 2016-17, verranno mostrati i parametri selezionati per le simulazioni relativi a questi tre terremoti. Sono state realizzate due simulazioni differenti, considerando i valori dell'attenuazione geometrica, del fattore di qualità e kappa proposti da due autori differenti (Malagnini *et al.*, 2011e Pacor *et al.*, 2016) e lasciando invariati i valori degli altri parametri. Gli accelerogrammi, gli spettri di Fourier e di risposta sintetici sono stati confrontati con quelli registrati alla stazione più vicina a Casanova su suolo rigido TER, per tutti gli eventi sismici e con quelli osservati alle stazioni ANT (il 24 Agosto), MNF (il 26 Ottobre) e MMO (il 30 Ottobre).
Prima di entrare in merito alle analisi di RSL, sono illustrate le carte prodotte dallo studio di Microzonazione sismica di I livello per la frazione di interesse ed il profilo di velocità delle onde di taglio della prova Down Hole. Attraverso questi dati pregressi è stato possibile individuare il modello geologico dal quale è stato realizzato quello numerico, finalizzato agli studi di risposta sismica locale della frazione di Casanova.
Determinata l'azione sismica di progetto, le analisi di risposta sismica locale sono state effettuate mediante tre diversi input sismici. Nella prima analisi sono stati considerati sette accelerogrammi naturali selezionati da *REXELite* (http://esm.mi.ingv.it/DYNA-stage/CadmoDriver). Nella seconda e terza analisi sono stati adoperati input sismici sintetici elaborati con i medesimi parametri di sorgente, nell'analisi n°2 considerando i parametri di propagazione e di sito proposti da Malagnini *et al.* (2011), nell'analisi n°3 quelli individuati da Pacor *et al.* (2016) per la regione considerata.

I risultati relativi alle tre analisi elaborate in questo lavoro di tesi verranno illustrati attraverso gli spettri di risposta di output in accelerazione, la distribuzione dei valori di accelerazioni lungo la sezione considerata, i fattori e le funzioni di amplificazione.

2. STATO DELL’ARTE

2.1 Storia del quadro normativo sismico in Italia

Di seguito si ripercorre brevemente la storia delle normative italiane in ambito sismico degli ultimi secoli, analizzando l’evoluzione delle conoscenze geologiche e del pensiero scientifico.

Prima del XVII secolo d.C. non si ha alcuna documentazione di leggi, normative o decreti in materia sismica: tale condizione è figlia di concezioni metafisiche e religiose medioevali degli eventi sismici, provocati da entità soprannaturali come punizioni divine. È ovvio che in tale contesto storico-culturale, dopo i terremoti si reagiva con cerimonie religiose e riti finalizzati a placare l’ira divina e non con l’emanazione di decreti.

Le prime normative sono relative a terremoti che si sono verificati tra il XVI ed il XVIII secolo d.C. che hanno colpito il territorio nazionale: Ferrara 1570 (Mw 5.6), Campania 30 Luglio 1627 (XI scala MCS), Messina e Calabria 7 Febbraio 1783 (XI scala MCS). In relazione all’evento sismico del 1703 a l’Aquila non si ha storicamente notizia di appositi decreti da parte dello Stato Pontificio. Queste normative, essendo successive ai terremoti molto forti e con numerose vittime, avevano soltanto uno scopo prescrittivo successive fasi di ricostruzione, senza alcun riferimento a problematiche di carattere geologico-geomorfologiche per la scelta dei nuovi siti per le costruzioni.

Dopo il forte terremoto occorso nel ducato di Ferrara nel 1570 (Mw5.6), lo sciame sismico si protrasse sino al 1574 ed è stato ipotizzato come si siano verificate circa duemila scosse, concentrate per la maggior parte nei primi tre mesi dal sisma. Il terremoto ha causato il primo episodio documentato di liquefazione del suolo nella Pianura padana, e una delle più antiche occorrenze dell'evento conosciute al di fuori della paleosismologia. Ha portato alla costituzione di un osservatorio dei terremoti, e alla stesura di alcune delle prime note di progetti di costruzione di strutture antisismiche su basi scientifiche (dall’architetto Pirro Ligorio) (Guidoboni, 2010)

Il primo decreto di cui si ha notizia è quello del 1627, emesso dal Regno di Napoli, dopo il gravissimo terremoto sopracitato che colpì la Campania; in tale decreto, per la prima volta, sono segnate alcune empiriche indicazioni su metodi costruttivi antisismici, costituiti dal cosiddetto *“sistema baraccato alla beneventana”* che era realizzato con una armatura di pali infissi in un basamento di muratura e con pareti realizzate con materiali leggeri come canne e legname, cementate con malta e intonacate. Si cita la Legge del Marzo 1784 emanata da Ferdinando IV di Borbone a seguito del terremoto del 1783 di Messina e Catania, *“Istruzioni per la ricostruzione di Reggio”*, nel quale venivano dati alcuni elementi dimensionali minimi delle strutture.

Da tali decreti emerge come siano stati esaminati gli effetti dei terremoti sulle strutture delle case crollate, anche alla luce del fatto che nei secoli XVII-XVIII iniziano a svilupparsi l'Illuminismo e un approccio scientifico verso i fenomeni naturali. Questa complessa e lenta transizione da rappresentazioni religiose-metafisiche ad una cultura scientifico-illuministica è stata largamente influenzata dall'impatto che ebbe in Europa il violento terremoto di Lisbona occorso il 1° Novembre 1755 (8.7-9.0 scala Richter), causando la distruzione della città, con circa 70.000 vittime e fenomeni di tsunami. Nonostante ci furono forti eventi sismici nei decenni del Settecento che colpirono il Perù, l'Iran, la Cina, il terremoto di Lisbona ebbe un impatto superiore per varie ragioni. Prima di tutto, per il fatto d'esser stato avvertito da molte capitali europee, fu il primo evento naturale ad essere descritto e dibattuto soprattutto in chiave filosofica, tanto che le teorie più importanti sui terremoti furono avanzate da importanti pensatori quali Leibniz e Kant. Quest'ultimo sviluppò la teoria che la causa dei sismi sia da addebitare alla presenza nel sottosuolo di gigantesche caverne riempite di gas caldi. Malgrado la non veridicità di tale teoria, essa evidenzia comunque un approccio scientifico in quanto non fa più riferimento a cause divine e soprannaturali. Infatti, secondo il filosofo Walter Benjamin le interpretazioni di Kant sul terremoto di Lisbona *"rappresentano probabilmente l'inizio della geografia scientifica in Germania, e sicuramente quello della sismologia".* A Rousseau si deve, invece una lezione di prevenzione sismica; egli introdusse un nuovo elemento, ovvero il non rispetto della natura da parte dell'uomo: *"Converrete che, per esempio, la natura non aveva affatto riunito in quel luogo ventimila case di sei o sette piani, e che se gli abitanti di quella grande città fossero stati distribuiti più equamente sul territorio e alloggiati in edifici di minore imponenza, il disastro sarebbe stato meno violento o, forse, non ci sarebbe stato affatto." (Lettera di Rousseau a Voltaire sul disastro di Lisbona, 1756).*

Le conquiste scientifiche illuministe dei secoli precedenti portano nell'XIX secolo a significative modifiche dei vari decreti, con indicazioni più dettagliate sui metodi costruttivi post-sisma ed una diffusione di studi e osservazioni sulla risposta sismica delle costruzioni in muratura. I decreti emessi restano relativi soltanto a terremoti molto forti e distruttivi senza indicazioni di carattere preventivo. Il Governo Pontificio di Pio IX, a seguito degli eventi sismici che colpirono il napoletano nel 1857, con 12.000 vittime ed il territorio di Norcia nel 1859, emanò un regolamento edilizio con indicazioni costruttive per le case da realizzare nel post-terremoto. In seguito all'evento sismico di Casamicciola ad Ischia del 28 Luglio 1883, venne emanato il Regio Decreto n. 2600 del 29 Agosto 1884 con delle prescrizioni per le nuove costruzioni. Pertanto, anche nel corso del XIX secolo non esistono classificazioni territoriali di livelli di pericolosità sismica, anche su base storica, ma i vari decreti sono finalizzati a dare consigli empirici sulle nuove costruzioni

che debbono sostituire quelle distrutte; similmente non sono ancora segnalate condizioni geologiche e geomorfologiche di pericolosità sismica (Lanzini M., 2018).

L'inizio del XX secolo è marcato dal forte sisma di Messina del 28 Dicembre 1908 (M_W 7.2), associato a fenomeni di maremoto, provocando oltre 100.000 morti. Gli studi di Mario Baratta su tale catastrofe rappresentano un primo storico esempio di Microzonazione sismica in Italia, correlando i danni degli edifici alle caratteristiche geologiche e morfologiche del terreno. Per Microzonazione Sismica si intende la valutazione della pericolosità sismica locale attraverso l'individuazione di zone del territorio caratterizzate da comportamento sismico omogeneo (https://www.centromicrozonazionesismica.it/it/attivita/microzonazione-sismica).
L'importanza degli effetti sismici locali emerse già nel 1846, quando lo scienziato Leopoldo Pilla nella *"Istoria del tremuoto che ha devastato i paesi della costa toscana il 14 agosto 1846",* sosteneva che *"La esperienza ha dimostrato in Italia che i paesi sono flagellati dal tremuoto principalmente in ragione della natura e forma del suolo in cui sono situati [...] si può ad essi assegnare l'ordine crescente che segue di esposizione al pericolo: paesi situati sopra monti di rocce sode; paesi in pianura; paesi giacenti sopra poggi di rocce friabili".* (https://www.centromicrozonazionesismica.it/it/attivita/microzonazione-sismica/29-storia-della-microzonazione-sismica-in-italia).
In seguito alla relazione di Baratta, venne emesso il Regio Decreto n. 193 del 18 Aprile 1909 (G.U. n. 95 del 22 Aprile 1909) *"Norme tecniche ed igieniche obbligatorie per le riparazioni ricostruzioni e nuove costruzioni degli edifici pubblici e privati nei luoghi colpiti dal terremoto del 28 dicembre 1908 e da altri precedenti elencati nel R.D. 15 aprile 1909 e ne designa i Comuni."*, al quale è associata la Circolare n. 2664 del 20 Aprile 1909 con "Istruzioni tecniche". In tale decreto, per la prima volta, si fa riferimento ad alcuni vincoli progettuali di carattere geologico-geomorfologico, quali il divieto di costruzione su *"terreni posti sopra o presso fratture, franosi o atti comunque a scoscendere, od a comunicare ai fabbricati variazioni e sollecitazioni tumultuarie per differente costituzione geologica o diversa resistenza delle singole parti di essi"*, comprendendo come l'entità del danneggiamento sia conseguenza anche del tipo di substrato geologico. Inoltre, vi sono indicazioni tecnico-progettuali come quelle di considerare nel calcolo delle strutture, una forza statica orizzontale e verticale proporzionale ai pesi, per simulare gli effetti delle azioni sismiche. La novità più importante è l'identificazione di due zone sismiche limitatamente alle regioni che hanno subito il terremoto (Calabria e Sicilia), con il criterio empirico secondo il quale le aree sismiche sono proprio quelle che hanno storicamente subito terremoti distruttivi.

Dal 1915 al 1950 sono state emesse norme prevalentemente in riferimento al sisma che colpì Avezzano 13 gennaio 1915 (XI scala MCS); i decreti contemplano significative novità quali una prima classificazione in chiave sismica del territorio nazionale. Nel DL n.1526/1916 vengono quantificate le forze orizzontali per simulare le azioni sismiche sulle strutture, utilizzando un Coefficiente di Sismicità (C) come frazione dell'accelerazione di gravità. A seguito dei terremoti di Siena e Grosseto del 1920, nel Regio Decreto n.705/1926, si individuano due categorie sismiche, con indicazioni sulle tipologie edilizie da realizzare. Nel Regio Decreto n.431/1927 inoltre le azioni sismiche vengono differenziate a seconda della Categoria Sismica e dei diversi piani del fabbricato. Nel Regio Decreto n. 682 del 3 Aprile 1930 *"Nuove Norme tecniche ed igieniche di edilizia per le località sismiche"* viene proposto un elenco dei Comuni di I[a] e II[a] categoria in Italia e l'emanazione di specifiche direttive tecniche e con l'obbligo per i Comuni di approntare propri regolamenti in campo edilizio. Fino agli anni '50 viene via via aggiornato tale elenco a seguito di vari terremoti che colpirono Irpinia, Marche, Maiella; in alcuni casi sono state effettuate declassificazioni su paradossale richiesta dei territori colpiti (Fig.1a). Anche in questi decreti non vengono fornite indicazioni circa gli aspetti geologici e geomorfologici che condizionano fortemente la sismicità locale. È solo nel dopoguerra, pur proseguendo con l'uso di produrre regolamenti solo a seguito di eventi sismici, che verranno introdotti concetti legati a problematiche geologiche, geomorfologiche e di risposta sismica locale.

Nel dopoguerra si sono verificati una serie di terremoti: Belice (14 gennaio 1968 – M_W 6.5), del Friuli (6 Maggio 1976, M_W 6.5), Irpinia (23 novembre 1980, M_W 6.8), Colfiorito (26 Settembre 1997, M_W 5.7 e M_W 6.0 – 14 Ottobre 1997, M_W 5.6). La Legge n. 1684 del 25 Novembre 1962 Art.5 introduce il divieto di costruire sul ciglio di dirupi, su terreni eterogenei, detritici e su versanti franosi; in relazione alle indagini nell'Art.24 si recita che *"…la relazione tecnica, salvo che non si tratti di edifici speciali, deve anche tener conto della natura geomorfologica del terreno ed essere accompagnata dai necessari profili stratigrafici".* Tale norma, però, prevede anche numerose declassificazioni di sismicità, come nel caso di 39 comuni dell'Irpinia ad un mese dalla loro classificazione avvenuta in seguito al sisma che colpì Ariano Irpino il 21 agosto 1962 (IX grado MCS). A seguito del terremoto del Belice un miglioramento normativo si rileva con la Legge n.64 del 2 Febbraio 1974, abrogando la precedente n. 1684 e delegando il Ministero dei Lavori Pubblici ad emanare nuove norme tecniche e ad aggiornare la classificazione sismica nazionale in collaborazione con il CNR (Fig.1b). Due aspetti considerevole di questa legge è che viene sancita la possibilità di aggiornare le norme sismiche in relazione alla evoluzione delle conoscenze scientifiche, senza predisporre nuove leggi e viene, inoltre, stabilito il principio secondo il quale la classificazione sismica, che ancora fa riferimento a due categorie sismiche, debba essere

effettuata sulla base di comprovate motivazioni tecnico-scientifiche, attraverso decreti del Ministro per i Lavori Pubblici. Gli aspetti relativi alla interazione fra opera e terreno e alla geomorfologia vengono citati anche in questa norma con genericità, nell'Art.4 *"Le caratteristiche generali e le proprietà fisico-meccaniche dei terreni di fondazione, e cioè dei terreni costituenti il sottosuolo fino alla profondità alla quale le tensioni indotte dal manufatto assumano valori significativi ai fini delle deformazioni e della stabilità dei terreni medesimi, devono essere esaurientemente accertate." "Per le costruzioni su pendii gli accertamenti devono essere estesi al di fuori dell'area edificatoria per rilevare tutti i fattori occorrenti per valutare le condizioni di stabilità dei pendii medesimi."* e nell' Art.11 *"I calcoli di stabilità del complesso terreno-opera di fondazione si eseguono con i metodi ed i procedimenti della geotecnica…".*
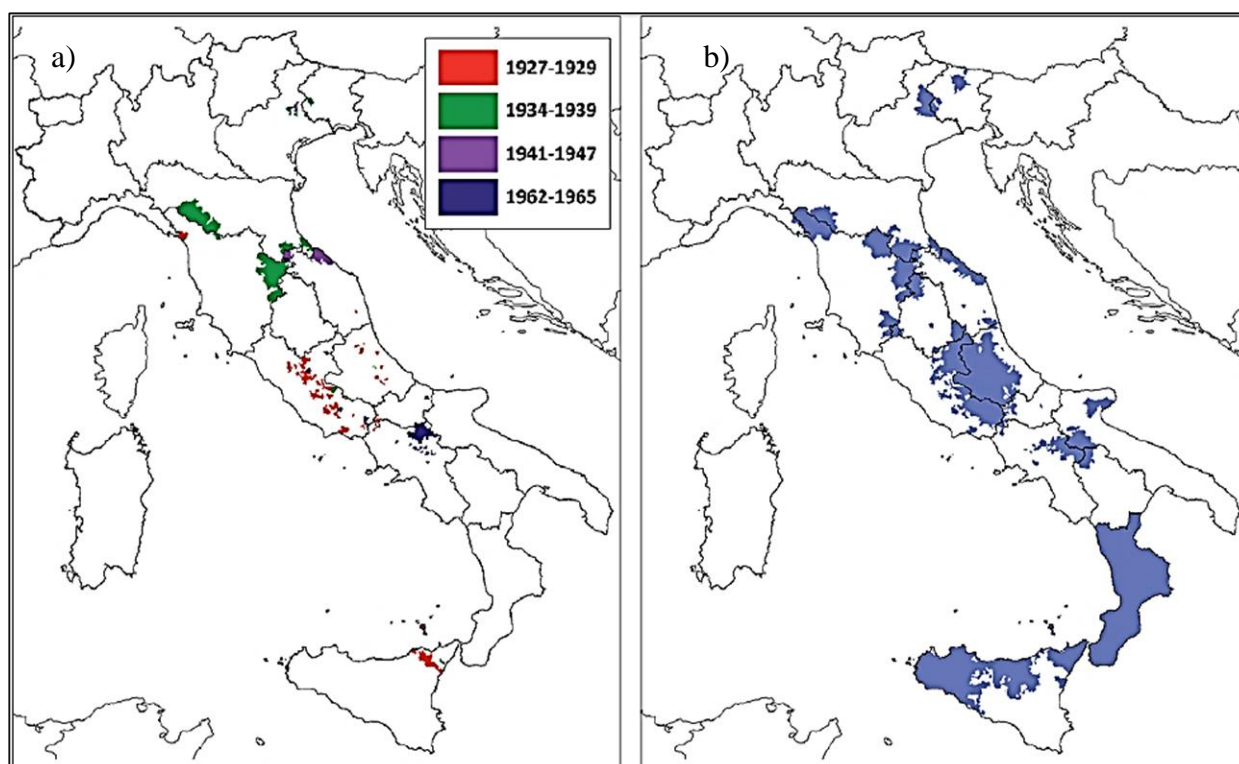
Figura 1: *a) Comuni declassificati nel periodo 1927 – 1965 (Meletti et al., 2014b) - b) Comuni classificati sismici nel 1974 (Meletti et al., 2014b)*

Pochi giorni prima del sisma friulano, nella legge n.176 del 26 aprile 1976, venne istituito il Servizio Sismico Nazionale. Solo in seguito ai terremoti di Ancona del 1972 di magnitudo M_W 4.6 e del Friuli, furono realizzati in Italia i primi studi di Microzonazione Simica (ad Ancona e Tarcento) con le prime modellazioni mono e bidimensionali ancora oggi considerati negli studi di risposta sismica locale. Dopo il terremoto dell'Irpinia vengono emanati tre decreti ministeriali del 7 Marzo e 3 Giugno 1981 e del 14 Luglio 1984 che porteranno una nuova classificazione sismica del territorio nazionale basata su studi del CNR (Progetto Finalizzato Geodinamica, 1976-1984, Fig.2a) che, per la prima volta, è impostata su analisi di tipo probabilistico e che sarà la base dell'OPCM 3274 del 20 marzo 2003. Venne introdotta una terza categoria con minore sismicità

limitatamente però alle sole Regioni colpite dal terremoto del 1980 (Campania, Basilicata e Puglia), oltre a quelle già stabilite nel 1974, dalla quale emerge che il 45% dei comuni italiani risulta classificato. La delimitazione di aree instabili diede largo impiego a metodi speditivi e quantitativi, tale metodologia venne pubblicata in *"Elementi per una guida alle Indagini di Microzonazione Sismica"*.

Due esempi lampanti di come le condizioni di sito siano determinanti sugli effetti che può causare un terremoto vengono dati da terremoti occorsi all'estero del 19 Settembre 1985 di magnitudo M_W 8.1 che colpì Città del Messico e del 17 Ottobre 1989 di Loma Prieta con M_W pari a 7.1. Data l'entità del primo evento sismico citato, l'area epicentrale subì ingenti danni, ma lo stato più grave di danneggiamento si riscontrò a 400 km di distanza dall'epicentro, a Città del Messico: i sedimenti lacustri dell'ex Lago Texcoco, costituiti prevalentemente da argille e limi con un'alta percentuale di contenuto organico, provocarono una notevole amplificazione del segnale sismico, ben cinque volte superiore alle aree adiacenti non situate al di sopra di questi sedimenti. Il sisma di Loma Prieta fu registrato da una vasta rete di monitoraggio presente in California: nonostante le due stazioni accelerometriche di Treasure Island e Yerba Buena siano poste alla stessa distanza dall'epicentro, registrarono accelerazioni decisamente differenti.

Nel DM del 19 Giugno 1984 viene per la prima volta introdotto il concetto di vulnerabilità, con la differenziazione fra *"opere strategiche"* e *"opere con particolare rischio d'uso"*. Dal 1984 al 1996 gli studi della comunità scientifica misero a disposizione nuove conoscenze che nel 1998, sotto la spinta del Sottosegretario di Stato alla Protezione Civile Franco Barberi, resero possibile una nuova proposta di riclassificazione sismica, anch'essa su basi parzialmente probabilistiche (Gruppo di Lavoro 1999, Fig.2b): indicatori di pericolosità probabilistici (in particolare, l'intensità di Housner a 10 e 50 anni) vennero combinati con la mappa delle massime intensità macrosismiche risentite. Inoltre, la terza categoria venne estesa a tutte le Regioni, tranne la Sardegna.

Nel DM del 9 gennaio 1996 viene consentito l'uso degli Eurocodoci 2 e 3. Nel DM del 16 gennaio 1996 vengono stabiliti alcuni aspetti progettuali: nelle verifiche sismiche è possibile utilizzare modelli allo stato limite, oltre a quello delle tensioni ammissibili. La Microzonazione Sismica iniziò a svilupparsi maggiormente a seguito della sequenza dell'Umbria-Marche del 1997: nell'ambito del progetto di ricostruzione sono state microzonate sessanta zone danneggiate. Sempre nel 1997, con il *"Programma VEL"* la regione Toscana stilò una serie di indagini geologiche, geofisiche, geotecniche per la caratterizzazione di aree a comportamento omogeneo dal punto di vista della risposta sismica locale.

Nel Decreto n.112 del 31 marzo 1998 viene deciso che la competenza per assegnare le zone sismiche passa dallo Stato alle Regioni (legge Bassanini, n. 59/1997). Tuttavia, lo Stato aveva il compito di definire i criteri generali da adottare per la definizione delle zone sismiche e le norme tecniche per le costruzioni in zone sismiche. In seguito, con la Legge n. 401 del 9 novembre 2001, la gestione e definizione delle zone sismiche venne attribuita al Dipartimento della Protezione Civile.
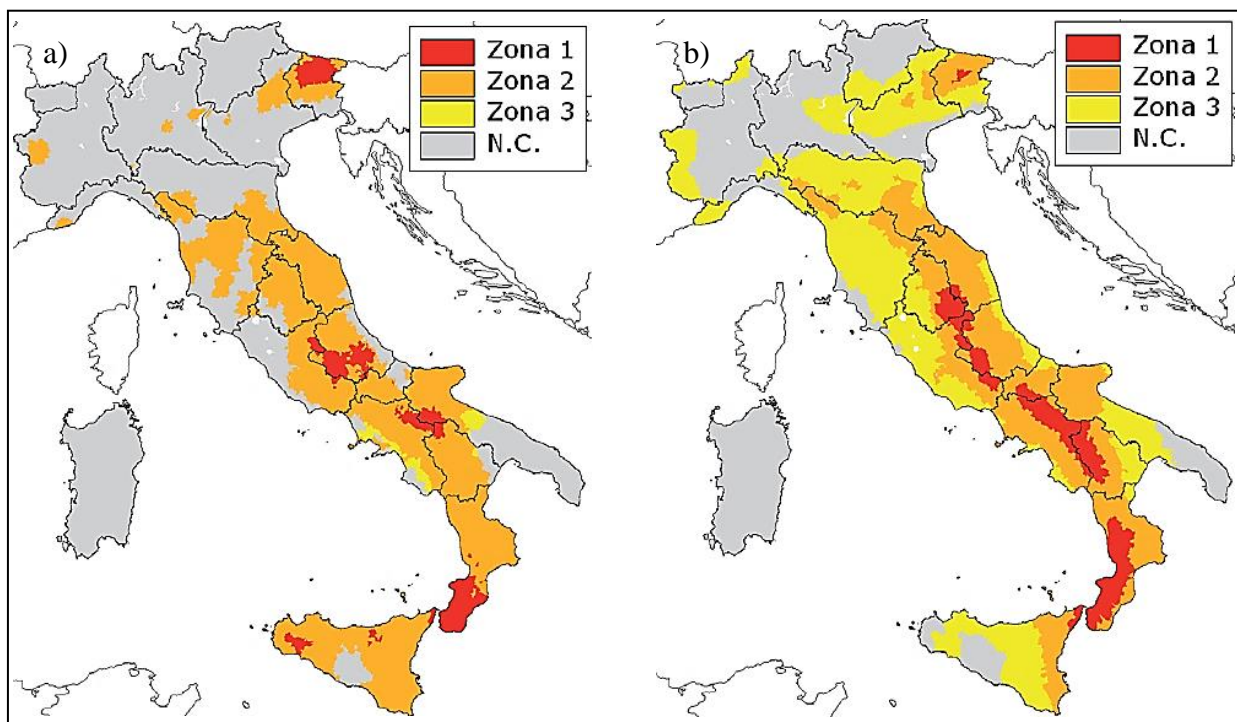
Figura 2: *a) Classificazione sismica del territorio italiano (1984) (http://zonesismiche.mi.ingv.it/class1984.html) – b) Proposta di riclassificazione sismica del territorio italiano (1998) a cura del Gruppo di Lavoro ING-GNDT-SSN costituito dalla Commissione Nazionale di Previsione e Prevenzione dei Grandi Rischi.*

2.1.1 OPCM 3274/2003

Un importante punto di svolta è segnato dall'evento di San Giuliano di Puglia del 2002 (M_W 5.8): la Microzonazione Sismica iniziò ad essere considerata come uno strumento di prevenzione del rischio sismico e non soltanto di gestione dell'emergenza. Nell'Allegato 1 dell'OPCM n.3274 del 20 marzo 2003 vengono ufficialmente introdotte le categorie sismiche dei suoli di fondazione valutate nei primi 30 metri di profondità (Tab.1). La velocità media di propagazione entro 30 m di profondità delle onde di taglio (*Vs30*) viene calcolata con la seguente espressione:

$$\mathrm{Vs30} = \frac{30}{\sum_{i=1,N} \frac{hi}{Vi}} \tag{1}$$

dove *hi* e *Vi* indicano lo spessore (in metri) e la velocità delle onde di taglio dello strato i-esimo, per un totale di N strati presenti nei 30 m superiori.

Tabella 1: *Categorie di suolo di fondazione presente nell'Ordinanza 3274/2003 (Allegato 1 -Capitolo 2)*

Categoria	**Descrizione**
A	*Formazioni litoidi o suoli omogenei molto rigidi* caratterizzati da valori di Vs30 superiori a 800 m/s, comprendenti eventuali strati di alterazione superficiale di spessore massimo pari a 5 m.
B	*Depositi di sabbie o ghiaie molto addensate o argille molto consistenti*, con spessori di diverse decine di metri, caratterizzati da un graduale miglioramento delle proprietà meccaniche con la profondità e da valori di Vs30 compresi tra 360 m/s e 800 m/s (ovvero resistenza penetrometrica NSPT > 50, o coesione non drenata cu>250 kPa).
C	*Depositi di sabbie e ghiaie mediamente addensate, o di argille di media consistenza*, con spessori variabili da diverse decine fino a centinaia di metri, caratterizzati da valori di Vs30 compresi tra 180 e 360 m/s (15 < NSPT < 50, 70 < cu < 250 kPa).
D	*Depositi di terreni granulari da sciolti a poco addensati oppure coesivi da poco a mediamente consistenti*, caratterizzati da valori di Vs30 < 180 m/s (NSPT < 15, cu < 70 kPa).
E	*Profili di terreno costituiti da strati superficiali alluvionali*, con valori di Vs30 simili a quelli dei tipi C o D e spessore compreso tra 5 e 20 m, giacenti su di un substrato di materiale più rigido con Vs30 > 800 m/s.
S1	Depositi costituiti da, o che includono, uno strato spesso almeno 10 m di argille/limi di bassa consistenza, con elevato indice di plasticità (PI > 40) e contenuto di acqua, caratterizzati da valori di Vs30 < 100 m/s (10 < cu < 20 kPa)
S2	Depositi di terreni soggetti a liquefazione, di argille sensitive, o qualsiasi altra categoria di terreno non classificabile nei tipi precedenti

Nell'Allegato 2 si rendono obbligatori i modelli di calcolo semiprobabilistici agli stati limite (di collasso e di danno) e le analisi dinamiche tramite gli spettri di risposta. Tali spettri rappresentano

il modello di riferimento per la descrizione del moto sismico in un punto della superficie, mentre *"per applicazioni particolari, il moto del suolo può essere descritto mediante accelerogrammi, secondo quanto indicato al punto 3.2.7"*, ammettendo l'uso di minimo tre accelerogrammi sia registrati che sintetici. Le simulazioni fisiche delle sorgenti e delle propagazioni devono essere coerenti con le caratteristiche sismogenetiche della sorgente e con le condizioni di sito.

Si realizza, inoltre, una nuova Classificazione Sismica del territorio, dove vi è introdotto l'importante concetto che il territorio nazionale viene definito interamente sismico, aggiungendo una quarta Classe di Sismicità (Fig.3) e vengono indicate quattro valori di accelerazione (a_g/g) attese al suolo rigido utilizzati come ancoraggio per gli spettri di risposta elastici (Tab.2). Nell'Ordinanza è prevista la realizzazione di alcuni elaborati da parte dell'INGV: una mappa di pericolosità basata sui valori dell'accelerazione massima con probabilità di superamento del 10% in 50 anni (MPS04) ed una zonazione sismogenetica ZS9, sostituendo la precedente zonazione ZS4, alla luce delle evidenze di tettonica attiva e di nuove valutazioni sul potenziale sismogenetico.
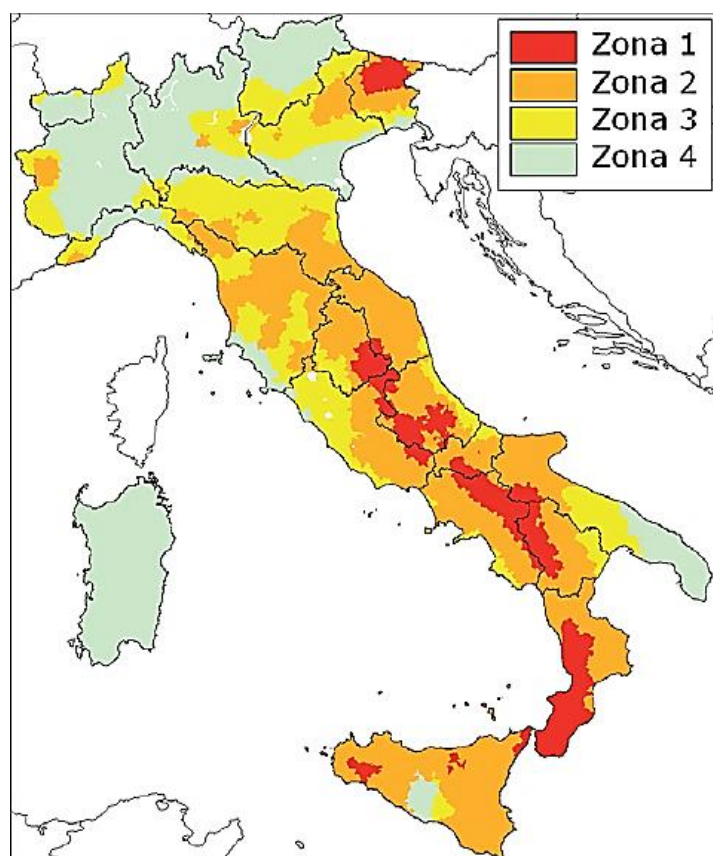
Figura 3: *Classificazione sismica del territorio italiano (2003) prevista dalla Normativa Tecnica per la Progettazione Antisismica (ai sensi dell'OPCM 3274/2003)*

Tabella 2: *Valori di accelerazione che definiscono le 4 zone sismiche e relativi valori di ancoraggio dello spettro stabiliti dalla Normativa Tecnica per la Progettazione Antisismica*

Zona	**Accelerazione con probabilità di superamento pari al 10% in 50 anni (a_g/g)**	**Accelerazione di ancoraggio dello spettro di risposta elastica (Norme Tecniche) (a_g/g)**
1	> 0.25	0.35
2	0.15 – 0.25	0.25
3	0.05 – 0.15	0.15
4	< 0.05	0.05

L'OPCM 3274/2003 è importante in quanto segna il passaggio definitivo tra vecchie norme con carattere prescrittivo verso norme caratterizzate da contenuti prestazionali dei fabbricati.

2.1.2 OPCM 3519/2006

In seguito, il 28 Aprile 2006, è stata emanata l'OPCM n.3519 *"Criteri per l'individuazione delle zone sismiche e la formazione e l'aggiornamento degli elenchi delle medesime zone".* Tale Ordinanza si basa su quella precedente del 2003, ma qui viene fatta una distinzione delle zone sismiche in base alle accelerazioni massime orizzontali al suolo a_g con probabilità di superamento del 10% in 50 anni, riferita a suoli rigidi aventi una Vs_{30} > 800 m/s (Tab.3). Il modello della Mappa di pericolosità sismica MPS04 pubblicata in Gazzetta Ufficiale con l'OPCM del 2006 (Fig.4), tutt'ora in vigore in attesa della MPS19, diventa ufficialmente il riferimento per il territorio italiano.

Tabella 3: *Valori di accelerazione revisionati nell'OPCM 3519/2006 delle quattro zone sismiche*

Zona	**Accelerazione con probabilità di superamento pari al 10% in 50 anni (a_g/g)**	**Accelerazione di ancoraggio dello spettro di risposta elastica (Norme Tecniche) (a_g/g)**
1	0.25 – 0.35	0.35
2	0.15 – 0.25	0.25
3	0.05 – 0.15	0.15
4	≤ 0.05	0.05

***Figura 4:** Mappa di pericolosità sismica MPS04, come pubblicata in GU con l'OPCM 3519/2006*

In seguito, nell'ambito del Progetto INGV-DPC S1 del 2005-2007 (http://esse1.mi.ingv.it/), sono state elaborate una serie di stime di pericolosità sismica per diverse probabilità di eccedenza in 50 anni e per diverse accelerazioni spettrali, con stessi input e stessa metodologia della MPS04. Questa informazione così dettagliata (un punto della griglia di calcolo ogni 5 km) ha reso possibile la definizione di norme tecniche nelle quali l'azione sismica di riferimento per la progettazione è valutata punto per punto e non più per solo quattro zone sismiche e quindi secondo solo quattro spettri di risposta elastica.

2.1.3 Norme Tecniche delle Costruzioni (NTC08)

Il Consiglio Superiore dei Lavori Pubblici emanò le *"Norme Tecniche delle Costruzioni"* (NTC08) attraverso il D.M. del 14 gennaio 2008 (G.U. n.29 del 04/02/2008) nelle quali la definizione

dell'azione sismica di riferimento si basa sui dati rilasciati da INGV e dal Progetto S1. Tali Norme sono entrate in vigore il 1° luglio 2009 a seguito dell'evento sismico dell'Aquila 2009 e rappresentano il Testo Unico italiano per la Progettazione in Zona Sismica.

Considerando quanto emanato nelle Ordinanze del 2003 e del 2006, dal punto di vista stratigrafico nell'NTC08 si fa riferimento agli *"effetti di sito"* ed a fenomeni di amplificazione stratigrafica locale. Le analisi di risposta sismica locale consentono di individuare le variazioni dello spettro di risposta elastico in accelerazione atteso su suolo rigido in base alle caratteristiche meccaniche del terreno e della morfologia del sito in esame. Se non sono ritenute necessarie analisi specifiche, L'NTC08 permette di valutare le azioni sismiche mediante un approccio semplificato: *"ai fini della definizione dell'azione sismica di progetto, si rende necessario valutare l'effetto della risposta sismica locale mediante specifiche analisi, come indicato nel § 7.11.3. In assenza di tali analisi, per la definizione dell'azione sismica si può fare riferimento a un approccio semplificato, che si basa sull'individuazione di categorie di sottosuolo di riferimento"*.
Nel Paragrafo 3.2.2, infatti, vengono individuate sempre cinque Classi di Sottosuolo in base al valore della Vs_{30} e due Classi aggiuntive caratterizzate da terreni con valori di Vs_{30} inferiori a 100 m/s e depositi di terreni suscettibili di liquefazione e di argille sensitive, in cui si ritiene necessario programmare specifiche analisi per la definizione delle azioni sismiche (Tab.4). Per condizioni topografiche complesse è necessario eseguire specifiche analisi di risposta sismica locale, per configurazioni semplici si può adottare la classificazione in Tab.5.

L'azione sismica di progetto si definisce a partire dalla conoscenza della "pericolosità sismica di base" del sito che viene definita in termini probabilistici con riferimento a prefissate probabilità di eccedenza (P_{VR}) nella vita di riferimento (V_R) della costruzione. È rappresentata da:
• accelerazione orizzontale di picco attesa, a_g, in condizioni di campo libero su sito di riferimento rigido (suolo di categoria A) con superficie topografica orizzontale;
• spettro di risposta elastico isoprobabile in accelerazione (componente orizzontale) in condizioni di campo libero su sito rigido (suolo di categoria A) con superficie topografica orizzontale.
Per ogni probabilità di superamento nel periodo di riferimento, gli spettri di risposta elastica in accelerazione sono definiti tramite i seguenti parametri (Fig.5):

- a_g accelerazione orizzontale massima al sito ovvero il valore di ancoraggio dello spettro;
- F_0 valore massimo del fattore di amplificazione dello spettro in accelerazione orizzontale;
- T_c* periodo di inizio del tratto a velocità costante dello spettro in accelerazione orizzontale.

I tre parametri, riferiti ad uno specifico periodo di ritorno, permettono la determinazione dello spettro di risposta elastico in accelerazione per un sito specifico di interesse.

Tabella 4: *Categorie di sottosuolo e Categorie aggiuntive di sottosuolo Tabella 3.2.II Tabella 3.2.III*

Categoria	**Descrizione**
A	*Ammassi rocciosi affioranti o terreni molto rigidi* caratterizzati da valori di Vs,30 superiori a 800 m/s, eventualmente comprendenti in superficie uno strato di alterazione, con spessore massimo pari a 3 m.
B	*Rocce tenere e depositi di terreni a grana grossa molto addensati o terreni a grana fina molto consistenti* con spessori superiori a 30 m, caratterizzati da un graduale miglioramento delle proprietà meccaniche con la profondità e da valori di Vs,30 compresi tra 360 m/s e 800 m/s (ovvero NSPT,30 > 50 nei terreni a grana grossa e cu,30 > 250 kPa nei terreni a grana fina).
C	*Depositi di terreni a grana grossa mediamente addensati o terreni a grana fina mediamente consistenti* con spessori superiori a 30 m, caratterizzati da un graduale miglioramento delle proprietà meccaniche con la profondità e da valori di Vs,30 compresi tra 180 m/s e 360 m/s (ovvero 15 < NSPT,30 < 50 nei terreni a grana grossa e 70 < cu,30 < 250 kPa nei terreni a grana fina).
D	*Depositi di terreni a grana grossa scarsamente addensati o di terreni a grana fina scarsamente consistenti*, con spessori superiori a 30 m, caratterizzati da un graduale miglioramento delle proprietà meccaniche con la profondità e da valori di Vs,30 inferiori a 180 m/s (ovvero NSPT,30 < 15 nei terreni a grana grossa e cu,30 < 70 kPa nei terreni a grana fina).
E	*Terreni dei sottosuoli di tipo C o D per spessore non superiore a 20 m*, posti sul substrato di riferimento (con Vs > 800 m/s).
S1	Depositi di terreni caratterizzati da valori di Vs,30 inferiori a 100 m/s (ovvero 10 < cu,30 < 20 kPa), che includono uno strato di almeno 8 m di terreni a grana fina di bassa consistenza, oppure che includono almeno 3 m di torba o di argille altamente organiche.
S2	Depositi di terreni suscettibili di liquefazione, di argille sensitive o qualsiasi altra categoria di sottosuolo non classificabile nei tipi precedenti.

Tabella 5: *Categorie topografiche (Tabella 3.2.IV delle NTC08)*

Categoria	**Caratteristiche della superficie topografica**
T1	Superficie pianeggiante, pendii e rilievi isolati con inclinazione media i ≤ 15°
T2	Pendii con inclinazione media i > 15°
T3	Rilievi con larghezza in cresta molto minore che alla base e inclinazione media 15° ≤ i ≤ 30°
T4	Rilievi con larghezza in cresta molto minore che alla base e inclinazione media i > 30°
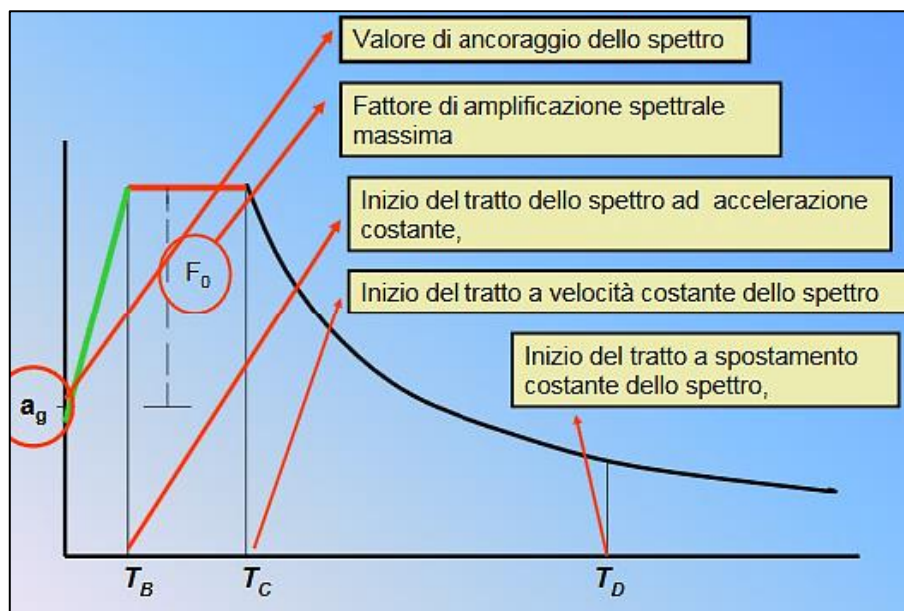
Figura 5: *Rappresentazione grafica e significato dei parametri a_g, f0, e Tc*

Di seguito, sono riportate le espressioni di altri parametri dipendenti e dello spettro di risposta sia per la componente verticale che per quella orizzontale (Fig.6). *S* è un coefficiente che considera sia le categorie di sottosuolo che quelle topografiche mediante il prodotto S_S*S_T, ovvero coefficiente di amplificazione stratigrafica per il coefficiente di amplificazione topografica.

η è un coefficiente che altera la risposta dello spettro nel caso in cui lo smorzamento non sia pari al 5%.

F_V è un fattore che quantifica l'amplificazione spettrale massima della componente verticale.

T_A, T_B, T_C, T_D sono i periodi caratteristici degli spettri di risposta; *T* è il periodo di vibrazione e *Se* rappresenta l'accelerazione spettrale orizzontale.

Espressioni dei parametri dipendenti		Espressioni dei parametri dipendenti	
$S = S_S \cdot S_T$	(NTC-08 Eq. 3.2.5)	$S = S_S \cdot S_T$	(NTC-08 Eq. 3.2.5)
$\eta = 1/q$	(NTC-08 §. 3.2.3.5)	$\eta = \sqrt{10/(5+\xi)} \geq 0,55;\ \eta = 1/q$	(NTC-08 Eq. 3.2.6; §. 3.2.3.5)
$F_v = 1,35 \cdot F_o \cdot \left(\frac{a_g}{g}\right)^{0,5}$	(NTC-08 Eq. 3.2.11)	$T_B = T_C/3$	(NTC-07 Eq. 3.2.8)
		$T_C = C_C \cdot T_C^*$	(NTC-07 Eq. 3.2.7)
		$T_D = 4,0 \cdot a_g/g + 1,6$	(NTC-07 Eq. 3.2.9)

Espressioni dello spettro di risposta (NTC-08 Eq. 3.2.10)		Espressioni dello spettro di risposta (NTC-08 Eq. 3.2.4)	
$0 \leq T < T_B$	$S_e(T) = a_g \cdot S \cdot \eta \cdot F_v \cdot \left[\frac{T}{T_B} + \frac{1}{\eta \cdot F_v}\left(1 - \frac{T}{T_B}\right)\right]$	$0 \leq T < T_B$	$S_e(T) = a_g \cdot S \cdot \eta \cdot F_o \cdot \left[\frac{T}{T_B} + \frac{1}{\eta \cdot F_o}\left(1 - \frac{T}{T_B}\right)\right]$
$T_B \leq T < T_C$	$S_e(T) = a_g \cdot S \cdot \eta \cdot F_v$	$T_B \leq T < T_C$	$S_e(T) = a_g \cdot S \cdot \eta \cdot F_o$
$T_C \leq T < T_D$	$S_e(T) = a_g \cdot S \cdot \eta \cdot F_v \cdot \left(\frac{T_C}{T}\right)$	$T_C \leq T < T_D$	$S_e(T) = a_g \cdot S \cdot \eta \cdot F_o \cdot \left(\frac{T_C}{T}\right)$
$T_D \leq T$	$S_e(T) = a_g \cdot S \cdot \eta \cdot F_v \cdot \left(\frac{T_C T_D}{T^2}\right)$	$T_D \leq T$	$S_e(T) = a_g \cdot S \cdot \eta \cdot F_o \cdot \left(\frac{T_C T_D}{T^2}\right)$

Figura 6: *Espressioni dei parametri dipendenti e dello spettro di risposta: componente verticale (a sinistra) e orizzontale (a destra)*

Nel Paragrafo 3.2.1 delle NTC08 viene espresso il concetto di Stato Limite, in riferimento alle prestazioni delle costruzioni all'accadimento di una sollecitazione generata da un evento sismico (Fig.7) e definiti in base a criteri probabilistici di superamento nel periodo di riferimento P_{Vr} (Tab.6).

Gli stati limite di esercizio sono:

- **Stato Limite di Operatività** (SLO): a seguito del terremoto la costruzione nel suo complesso, includendo gli elementi strutturali, quelli non strutturali, le apparecchiature rilevanti alla sua funzione, non deve subire danni ed interruzioni d'uso significativi;
- **Stato Limite di Danno** (SLD): a seguito del terremoto la costruzione nel suo complesso, includendo gli elementi strutturali, quelli non strutturali, le apparecchiature rilevanti alla sua funzione, subisce danni tali da non mettere a rischio gli utenti e da non compromettere significativamente la capacità di resistenza e di rigidezza nei confronti delle azioni verticali ed orizzontali, mantenendosi immediatamente utilizzabile pur nell'interruzione d'uso di parte delle apparecchiature.

Gli stati limite ultimi sono:

- **Stato Limite di salvaguardia della Vita** (SLV): a seguito del terremoto la costruzione subisce rotture e crolli dei componenti non strutturali ed impiantistici e significativi danni dei componenti strutturali cui si associa una perdita significativa di rigidezza nei confronti delle azioni orizzontali; la costruzione conserva invece una parte della resistenza e rigidezza per azioni verticali e un margine di sicurezza nei confronti del collasso per azioni sismiche orizzontali;
- **Stato Limite di prevenzione del Collasso** (SLC): a seguito del terremoto la costruzione subisce gravi rotture e crolli dei componenti non strutturali ed impiantistici e danni molto gravi dei componenti strutturali; la costruzione conserva ancora un margine di sicurezza per azioni verticali ed un esiguo margine di sicurezza nei confronti del collasso per azioni orizzontali.

Figura 7: *Stati limite (Paragrafo 3.2.1 delle NTC08)*

Tabella 6: *Probabilità di superamento al variare dello Stato Limite (Tab. 3.2.I delle NTC08)*

Stati Limite		P_{V_R} : Probabilità di superamento nel periodo di riferimento V_R
Stati limite di esercizio	SLO	81%
	SLD	63%
Stati limite ultimi	SLV	10%
	SLC	5%

La sicurezza di un'opera deve essere considerata in base agli stati limite che si possono verificare durante la vita nominale (V_N). La vita nominale di una costruzione indica il numero di anni nel quale l'opera deve poter essere usata per lo scopo alla quale essa è destinata. Nella Tab.7 viene riportata la vita nominale dei diversi tipi di opere.

Tabella 7: *Vita nominale per i diversi tipi di opere (Tabella 2.4.1 delle NTC08)*

	TIPI DI COSTRUZIONE	Vita Nominale V_N (in anni)
1	Opere provvisorie – Opere provvisionali - Strutture in fase costruttiva[1]	≤ 10
2	Opere ordinarie, ponti, opere infrastrutturali e dighe di dimensioni contenute o di importanza normale	≥ 50
3	Grandi opere, ponti, opere infrastrutturali e dighe di grandi dimensioni o di importanza strategica	≥ 100

In presenza di azioni sismiche, in caso di un'interruzione di operatività o di un collasso, le costruzioni sono suddivise in classi d'uso (Fig.8). Le azioni sismiche su un'opera vengono valutate in relazione al periodo di riferimento V_R (periodo minimo di 35 anni), calcolato moltiplicando la vita nominale per il coefficiente d'uso C_U (definito al variare della classe d'uso, Fig.9).

Classe I:	Costruzioni con presenza solo occasionale di persone, edifici agricoli.
Classe II:	Costruzioni il cui uso preveda normali affollamenti, senza contenuti pericolosi per l'ambiente e senza funzioni pubbliche e sociali essenziali. Industrie con attività non pericolose per l'ambiente. Ponti, opere infrastrutturali, reti viarie non ricadenti in Classe d'uso *III* o in Classe d'uso *IV*, reti ferroviarie la cui interruzione non provochi situazioni di emergenza. Dighe il cui collasso non provochi conseguenze rilevanti.
Classe III:	Costruzioni il cui uso preveda affollamenti significativi. Industrie con attività pericolose per l'ambiente. Reti viarie extraurbane non ricadenti in Classe d'uso *IV*. Ponti e reti ferroviarie la cui interruzione provochi situazioni di emergenza. Dighe rilevanti per le conseguenze di un loro eventuale collasso.
Classe IV:	Costruzioni con funzioni pubbliche o strategiche importanti, anche con riferimento alla gestione della protezione civile in caso di calamità. Industrie con attività particolarmente pericolose per l'ambiente. Reti viarie di tipo A o B, di cui al D.M. 5 novembre 2001, n. 6792, "Norme funzionali e geometriche per la costruzione delle strade", e di tipo C quando appartenenti ad itinerari di collegamento tra capoluoghi di provincia non altresì serviti da strade di tipo A o B. Ponti e reti ferroviarie di importanza critica per il mantenimento delle vie di comunicazione, particolarmente dopo un evento sismico. Dighe connesse al funzionamento di acquedotti e a impianti di produzione di energia elettrica.

Figura 8: *Classi d'uso (Paragrafo 2.4.2 delle NTC08)*

CLASSE D'USO	I	II	III	IV
COEFFICIENTE C_U	0,7	1,0	1,5	2,0

Figura 9: *Valori del coefficiente Cu e relative classi d'uso (Tabella 2.4.II delle NTC08)*

Tutti i quattro stati limite (sia ultimi che di esercizio) possono essere valutati attraverso l'uso di una delle seguenti tipologie di accelerogrammi: artificiali, simulati o naturali, come riportato nel Paragrafo 3.2.3.6 delle NTC08 (Fig.11). Rispetto all'OPCM del 2003, qui non vi è alcuna indicazione sul numero minimo di accelerogrammi da selezionare e non vengono ammessi nelle analisi dinamiche gli accelerogrammi artificiali. È approvato l'utilizzo sia degli accelerogrammi registrati sia di quelli simulati, non è ammesso l'utilizzo di accelerogrammi artificiali.

2.1.4 Indirizzi e Criteri per la Microzonazione Sismica

Ad opera del Gruppo di Lavoro costituito da tecnici di varie Regioni e dal Dipartimento della Protezione Civile, nel 2008 è stato pubblicato l'elaborato noto come *"Indirizzi e Criteri per la Microzonazione Sismica"*. Dopo il terremoto dell'Aquila del 2009, sono stati aggiornati in ICMS 2011. In generale, le linee guida da seguire negli studi di microzonazione sismica sono divise in tre differenti livelli di approfondimento:

- Livello 1: i principali elaborati di questo livello sono la Carta delle Indagini pregresse in scala 1:10.000 (o superiore) e la Mappa delle Microzone Omogenee in Prospettiva Sismica (MOPS). Il primo livello rappresenta una microzonazione di tipo qualitativa e speditiva. Si rende necessaria una raccolta dei dati pregressi in particolare la cartografia disponibile ed i rilievi morfologici, geologici, geotecnici e i sondaggi geofisici effettuati. In caso di assenza di tali informazioni pregresse è necessario predisporre delle campagne geologiche al fine di individuare unità litotecniche sulla base della rigidità sismica e diversificare aree con comportamento omogeneo al passaggio di un treno di onde corrispondente ad un evento sismico;
- Livello 2: questo livello intermedio ha come obiettivo quello di revisionare il modello geologico del livello 1, di compensare le lacune e le incertezze per mezzo di maggiori approfondimenti e di quantificare con abachi e leggi empiriche le variazioni locali del moto sismico in superficie, al fine di valutare le instabilità dei versanti e la liquefazione. Sono previste lo svolgimento di indagini geofisiche come *MASW*, *HVSR*, *down-hole*, prove sismiche per determinare i profili di velocità delle onde di taglio nei siti investigati. Gli elaborati di questo secondo livello sono la Carta della Microzonazione Sismica con una relazione illustrativa ed una Carta delle Indagini.

- Livello 3: gli elaborati sono i medesimi del livello 2. In quest'ultimo livello si effettua la risposta sismica locale tramite la ricostruzione dei modelli numerici mono o bidimensionali; si esegue in condizione geologiche e geomorfologiche complesse non risolvibili con l'uso di abachi o leggi empiriche. La risposta sismica locale diviene obbligatoria per le opere strategiche di notevole importanza. È richiesto un accurato modello geometrico del sottosuolo con spessori e contatti delle varie formazioni, un modello fisico – meccanico attraverso la definizione delle velocità delle onde di taglio, le curve dinamiche, il peso unitario di volume. Inoltre, devono essere individuati il *bedrock* sismico (con Vs > 800 m/s) e gli accelerogrammi di *input*.

2.1.5 Norme Tecniche delle Costruzioni (NTC18)

Le NTC08 rappresentano un deciso miglioramento rispetto alle norme antecedenti e finalmente viene esplicitamente considerata l'importanza degli aspetti geologici, geomorfologici, stratigrafici e geotecnici nella progettazione. Tuttavia, dopo dieci anni di verifica critica, si è giunti ad un aggiornamento delle *"Norme tecniche per le costruzioni"* mediante il Decreto del 17 Gennaio 2018 e pubblicato sulla Gazzetta Ufficiale n. 42 del 20 febbraio 2018.
L'impostazione delle NTC18 è la medesima delle NTC08. Sono state apportate delle modifiche sugli aspetti progettuali e ingegneristici, con lo scopo di rendere più oggettive alcune leggi empiriche e di migliorare l'uniformità rispetto agli Eurocodici. L'Eurocodice 8 (versione 2005) rappresenta la normava antisismica vigente di riferimento per le nazioni europee.

Nel Paragrafo 2.4.3 dell'NT18 viene eliminato il valore minimo di 35 anni per il periodo di riferimento V_R dell'azione sismica, ma la Circolare esplicativa approvata il 21 gennaio 2019 smentirebbe tale assunto, affermando che nelle NTC18 vige il limite dei 35 anni.

Nella Circolare (Paragrafo 3.2.2) si denomina *"risposta sismica locale"* l'azione sismica che emerge in *"superficie"* a seguito delle modifiche in ampiezza, durata e contenuto in frequenza subite trasmettendosi dal substrato rigido. Per individuare in modo univoco la risposta sismica si assume come *"superficie"* il *"piano di riferimento"* così come definito, per le diverse tipologie strutturali, al § 3.2.2 delle NTC.

È proprio in questo Paragrafo che si sottolinea un'importante modifica nella definizione delle Classi di Sottosuolo (Fig.10), non più individuate dal valore della *Vs30*, ma con riferimento alla reale profondità del *bedrock*. La classificazione del sottosuolo si effettua in base alle condizioni stratigrafiche ed ai valori della velocità equivalente di propagazione delle onde di taglio, $V_{S,eq}$ (in m/s), definita dall'espressione:

$$V_{S,eq} = \frac{H}{\sum_{i=1}^{N} \frac{h_i}{V_{S,i}}} \quad (2)$$

dove *hi* e *VS,i* sono rispettivamente lo spessore e la velocità delle onde di taglio dello strato i-esimo, *N* il numero di strati ed *H* profondità del substrato, definito come quella formazione costituita da roccia o terreno molto rigido, caratterizzata da *VS* maggiore a 800 m/s.

Ai fini della valutazione semplificata della risposta sismica locale, nell'attuale versione delle NTC, non è più consentita la classificazione del sottosuolo sulla base del parametro *NSPT30* per i terreni a grana grossa e *Cu30* per i terreni a grana fine e sono state eliminate anche le Categorie di Sottosuolo Aggiuntive S1 e S2. Inoltre, per la Categoria E è stato modificato lo spessore di riferimento da 20 metri a 30 metri; per le Categorie B, C e D, invece lo spessore di riferimento maggiore di 30 metri è stato sostituito con la dicitura *"miglioramento delle proprietà meccaniche con la profondità"*.

Categoria	Descrizione
A	*Ammassi rocciosi affioranti o terreni molto rigidi* caratterizzati da valori di $V_{s,30}$ superiori a 800 m/s, eventualmente comprendenti in superficie uno strato di alterazione, con spessore massimo pari a 3 m.
B	*Rocce tenere e depositi di terreni a grana grossa molto addensati o terreni a grana fina molto consistenti* con spessori superiori a 30 m, caratterizzati da un graduale miglioramento delle proprietà meccaniche con la profondità e da valori di $V_{s,30}$ compresi tra 360 m/s e 800 m/s (ovvero $N_{SPT,30} > 50$ nei terreni a grana grossa e $c_{u,30} > 250$ kPa nei terreni a grana fina).
C	*Depositi di terreni a grana grossa mediamente addensati o terreni a grana fina mediamente consistenti* con spessori superiori a 30 m, caratterizzati da un graduale miglioramento delle proprietà meccaniche con la profondità e da valori di $V_{s,30}$ compresi tra 180 m/s e 360 m/s (ovvero $15 < N_{SPT,30} < 50$ nei terreni a grana grossa e $70 < c_{u,30} < 250$ kPa nei terreni a grana fina).
D	*Depositi di terreni a grana grossa scarsamente addensati o di terreni a grana fina scarsamente consistenti*, con spessori superiori a 30 m, caratterizzati da un graduale miglioramento delle proprietà meccaniche con la profondità e da valori di $V_{s,30}$ inferiori a 180 m/s (ovvero $N_{SPT,30} < 15$ nei terreni a grana grossa e $c_{u,30} < 70$ kPa nei terreni a grana fina).
E	*Terreni dei sottosuoli di tipo C o D per spessore non superiore a 20 m*, posti sul substrato di riferimento (con $V_s > 800$ m/s).

Categoria	Caratteristiche della superficie topografica
A	*Ammassi rocciosi affioranti o terreni molto rigidi* caratterizzati da valori di velocità delle onde di taglio superiori a 800 m/s, eventualmente comprendenti in superficie terreni di caratteristiche meccaniche più scadenti con spessore massimo pari a 3 m.
B	*Rocce tenere e depositi di terreni a grana grossa molto addensati o terreni a grana fina molto consistenti*, caratterizzati da un miglioramento delle proprietà meccaniche con la profondità e da valori di velocità equivalente compresi tra 360 m/s e 800 m/s.
C	*Depositi di terreni a grana grossa mediamente addensati o terreni a grana fina mediamente consistenti* con profondità del substrato superiori a 30 m, caratterizzati da un miglioramento delle proprietà meccaniche con la profondità e da valori di velocità equivalente compresi tra 180 m/s e 360 m/s.
D	*Depositi di terreni a grana grossa scarsamente addensati o di terreni a grana fina scarsamente consistenti*, con profondità del substrato superiori a 30 m, caratterizzati da un miglioramento delle proprietà meccaniche con la profondità e da valori di velocità equivalente compresi tra 100 e 180 m/s.
E	*Terreni con caratteristiche e valori di velocità equivalente riconducibili a quelle definite per le categorie C o D*, con profondità del substrato non superiore a 30 m.

Figura 10: *Confronto tra le NTC08 e NTC18 inerente alle Categorie di Sottosuolo*

Grazie a tali modifiche, nelle NTC18 sono state colmate alcune lacune delle NTC08 (Fig.11). È evidente come per Vs < 100 m/s diventi indispensabile un'analisi di risposta sismica locale per la definizione delle azioni sismiche. L'impiego del metodo semplificato per classificare il sottosuolo a fini sismici non è la scelta prioritaria, ma in ogni caso è da prediligere un'analisi di RSL. Le categorie di sottosuolo delle NTC18 e le azioni sismiche corrispondenti tengono conto soltanto delle amplificazioni stratigrafiche (1D) nei primi 30 m di sottosuolo. In caso di contrasti di impedenza, inversioni di velocità, depositi con un elevato spessore la stima degli effetti di sito mediante la *Vs,eq* risulta affetta da incertezze.
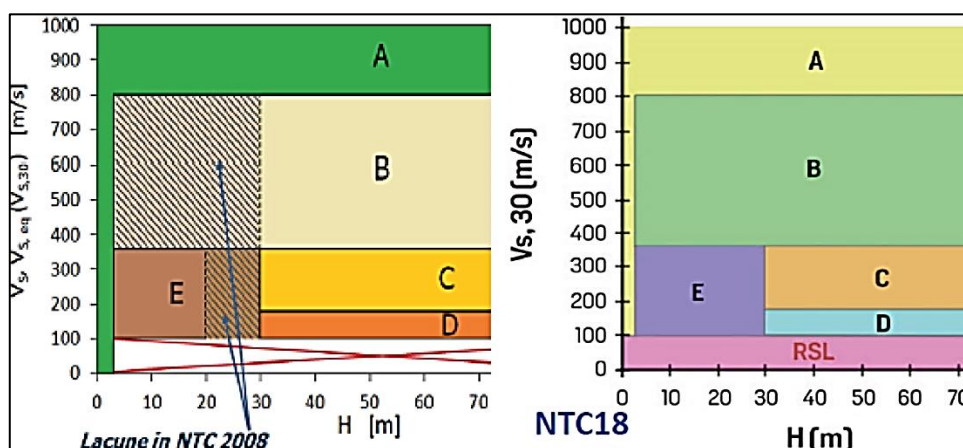
Figura 11: *Confronto dei grafici Vs – Profondità in relazione alle Categorie di Sottosuolo delle Norme e tecniche per le costruzioni (https://www.ingenio-web.it)*

Nel Capitolo sulla *"Valutazione dell'azione sismica"*, in particolare nel Paragrafo 3.2.3.6, si nota come il termine *"accelerogrammi"* viene sostituito con *"storie temporali del moto del terreno"*. Come nella precedente norma del 2008, anche nelle NTC18 non sono ammesse per le analisi dinamiche di opere e sistemi geotecnici le storie temporali del moto del terreno artificiali; è permesso l'uso di storie temporali del moto del terreno naturali e simulati, quest'ultimi a condizione che siano adeguatamente giustificati i caratteri sismotettonici sia della sorgente sia della propagazione delle onde e che in alcuni intervalli di periodo, l'ordinata spettrale media non si discosti del 20% rispetto alla corrispondente componente dello spettro elastico.

2.2 *Risposta Sismica Locale*

Caratterizzare il moto del terreno in superficie a seguito di un terremoto è un elemento fondamentale per progettare strutture capaci di resistere alle azioni sismiche.
Nella Circolare esplicativa della vigente normativa NTC18, la risposta sismica locale viene definita come l'azione sismica che emerge in superficie a seguito delle modifiche in ampiezza, durata e contenuto in frequenza subite trasmettendosi dal substrato rigido. Tali variazioni dipendono dalle condizioni morfologiche e geotecniche locali.
La risposta sismica locale rappresenta l'elemento chiave nella redazione di mappe di Microzonazione Sismica. Esperienze passate di risposta sismica locale e le problematiche ad essa connesse sono state presentate da diversi autori, tra i quali Geli et. al (1988), Aki (1988 e 1991), Faccioli (1991 e 1992), Finn (1992), Bard (1994) e Lanzo (1995, 1996 e 1999).
Lo scopo primario della risposta sismica locale è dare una valutazione quantitativa del moto sismico atteso al sito di interesse, in condizioni *free-field* (in assenza di manufatti). Esso è il risultato di una serie di fenomeni molto complessi schematicamente divisi in tre categorie: meccanismo di sorgente, percorso di propagazione delle onde sismiche e risposta sismica del sito a partire dal *bedrock* fino ai sedimenti superficiali (Fig.12). Dalla conoscenza delle prime due componenti si arriva alla definizione del moto sismico di ingresso al *bedrock*. Analizzare le modifiche apportate dalle condizioni di sito al moto sismico di ingresso è il principale obiettivo degli studi della risposta sismica locale.
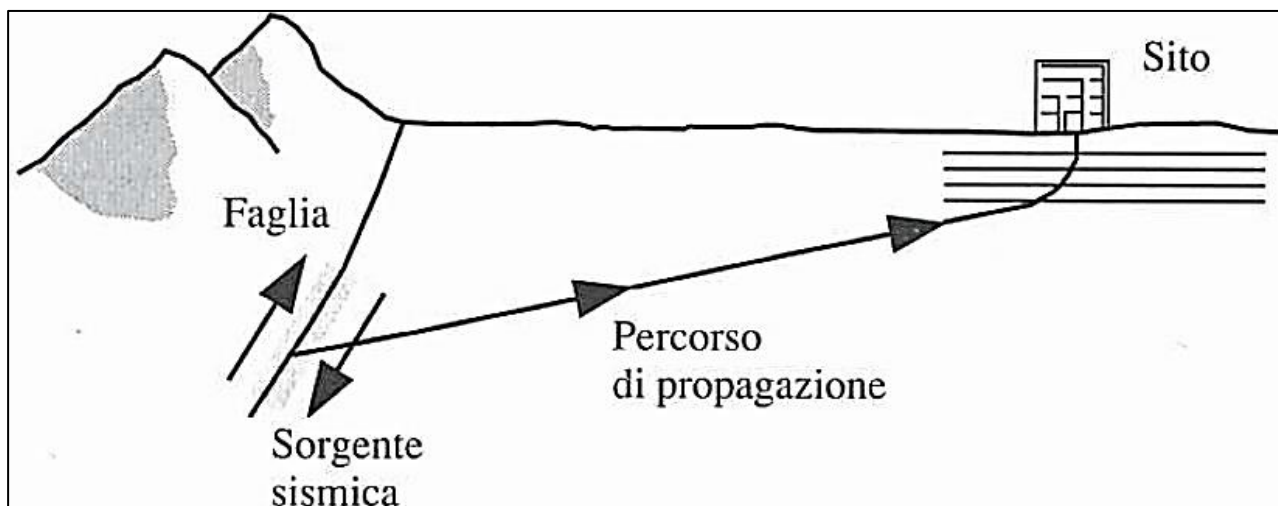
Figura 12: *Percorso di propagazione sito-sorgente dell'onda sismica (Lanzo e Silvestri, 1999)*

2.2.1 Onde Sismiche

Durante un sisma si ha la rottura e lo scorrimento relativo di due blocchi rocciosi lungo una superficie denominata piano di faglia ed un *"brusco rilascio dell'energia accumulatasi all'interno*

della Terra in un punto ideale chiamato ipocentro o fuoco. Il punto sulla superficie della Terra, posto sulla verticale dell'ipocentro è detto epicentro" (http://legacy.ingv.it/FAQ/faq.html). La distanza sulla superficie del terreno tra un sito e l'epicentro è chiamata distanza epicentrale, mentre la distanza tra un sito e l'ipocentro prende il nome di distanza ipocentrale (Fig.13). Dall'ipocentro, la rottura si diffonde attraverso la faglia con una velocità di 2 - 3 km/s (Bolt, 1989).
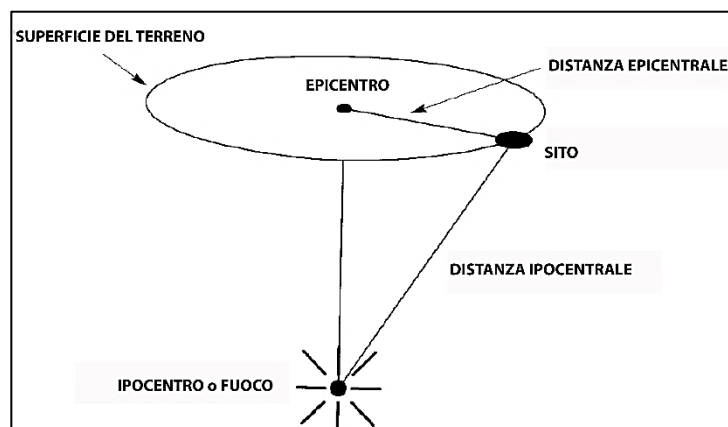
Figura 13: *Terminologia per la descrizione della localizzazione di un evento sismico (modificato da Kramer, 1996)*

La maggior parte dell'energia rilasciata viene dissipata in calore dovuto allo scorrimento lungo il piano di faglia, circa l'1% dell'energia viene liberata sotto forma di onde elastiche (Fig.14), le quali vengono suddivise in onde di volume (P ed S) e di superficie (Rayleigh e Love): le prime si propagano all'interno della Terra, le ultime si generano all'interfaccia terra – aria.

Le onde P sono chiamate anche primarie, longitudinali o di pressione: sono le più veloci. Al loro passaggio, le rocce si comprimono e si dilatano continuamente perché ogni particella del mezzo attraversato oscilla nella stessa direzione di propagazione dell'onda sismica. Tali onde si propagano anche nei fluidi, con una velocità espressa dalla seguente formula:

$$V_p = \sqrt{\frac{K + \frac{4}{3}G}{\rho}} \qquad (3)$$

K è il *bulk modulus,* ovvero il modulo di compressibilità, *G* rappresenta il modulo di taglio e ρ la densità.

Le onde S, chiamate anche secondarie, trasversali o di taglio: viaggiano più lentamente delle primarie. L'oscillazione delle particelle del mezzo che attraversano avviene trasversalmente rispetto alla loro direzione di propagazione, con una velocità pari a:

$$Vs = \sqrt{\frac{G}{\rho}} \qquad (4)$$

A differenza delle onde P, non provocano variazioni di volume al loro passaggio e non si propagano nei fluidi. Inoltre, a seconda della polarizzazione si distinguono in due componenti: orizzontale SH e verticale SV.

Le onde di Rayleigh provocano un moto ellittico retrogrado delle particelle delle rocce attraversate, in un piano verticale alla direzione di propagazione. Sono date dalla combinazione di un'onda P ed una SV ed hanno una velocità pari a:

$$V_R = 0.92 * V_S. \qquad (5)$$

Con le onde di Love il movimento delle particelle attraversate da queste onde è trasversale e orizzontale rispetto alla direzione di propagazione delle onde.
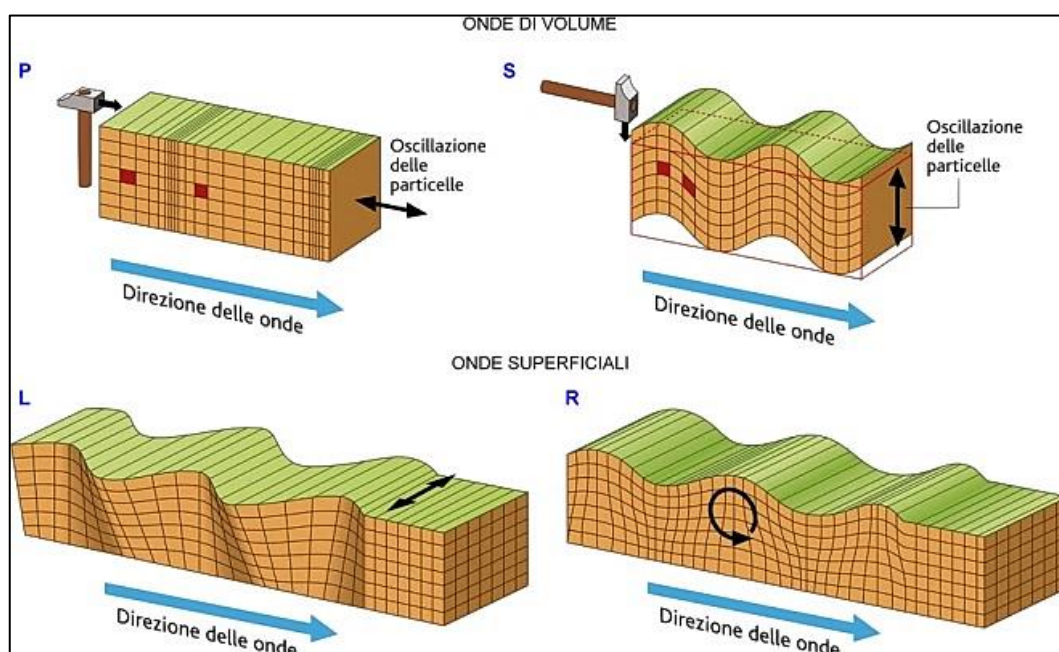
Figura 14: *Onde sismiche (https://www.gmpe.it/terremoti/onde-sismiche)*

La disomogeneità elastica dei mezzi attraversati da un'onda comporta, in corrispondenza dell'interfaccia di separazione tra due materiali differenti secondo la *legge di Snell*, una riflessione, una trasmissione dell'onda oppure una trasmutazione, ovvero una conversione delle onde P in SV e viceversa (Fig.15). Solo le onde SH non subiscono trasmutazione e sono le più dannose per la sicurezza degli edifici.

Nell'attraversare l'interfaccia tra la roccia e terreni di copertura, vi è una modifica di ampiezza, durata e contenuto in frequenza dell'onda in relazione al rapporto di impedenza sismica γ, definita come il rapporto tra la densità e la velocità dei mezzi dell'interfaccia:

$$\gamma = \frac{\rho_2 V_2}{\rho_1 V_1} \qquad (6)$$

Maggiore è il rapporto di impedenza sismica, più elevate saranno le modifiche in ampiezza della risposta tra il *bedrock* ed i terreni superficiali, e maggiori saranno le differenze tra tali terreni.
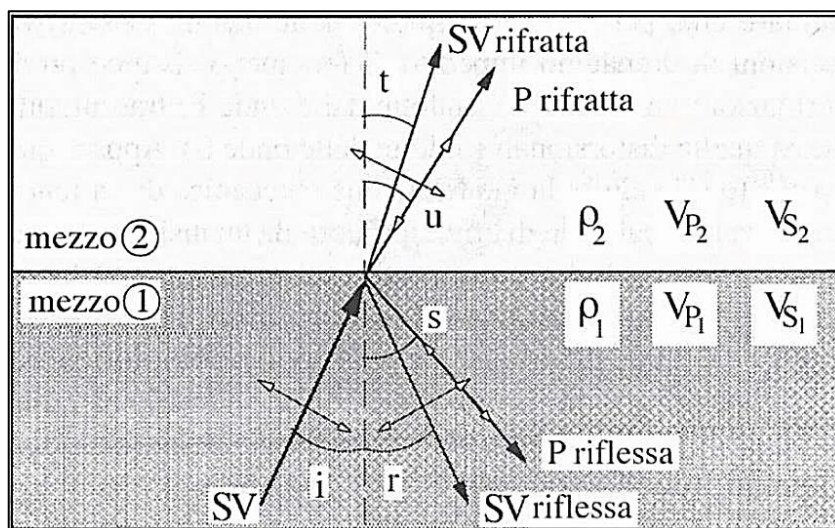
Figura 15: *Effetti prodotti da un'onda SV incidente in corrispondenza dell'interfaccia (Lanzo e Silvestri, 1999)*

La *legge di Snell* descrive la rifrazione che subiscono i raggi al passaggio da un mezzo ad un altro con velocità e densità diverse. In virtù di tale legge si evince che, avvicinandosi alla superficie, il percorso dell'onda da curvilineo subisce una verticalizzazione e gli spostamenti aumentano d'intensità. Queste brusche variazioni del percorso dell'onda si hanno soprattutto al passaggio roccia – terreno (Fig.12): per sottosuoli riconducibili ad una stratigrafia sub-orizzontale, il fenomeno sismico può essere assimilato a treni d'onda di volume che si propagano a partire dal *bedrock sismico* di riferimento verso l'alto.

2.2.2 Comportamento dinamico del terreno

Ai fini dell'analisi di RSL, è necessario richiamare il comportamento dinamico del terreno. Un terreno sottoposto a sollecitazioni dinamiche può essere considerato un mezzo monofase: lo scheletro solido e l'acqua hanno la stessa risposta tenso - deformativa a causa dell'elevata frequenza delle onde sismiche rispetto alla capacità del terreno di allontanare l'acqua. Le uniche sollecitazioni possibili, quindi, sono quelle indotte dalle onde S, le quali imprimono al terreno una distorsione o deformazione tangenziale associata ad una variazione di forma, mentre vengono trascurate le variazioni volumetriche, causate principalmente dalle onde P e dalle elevate distorsioni delle onde S.

Il modello fisico adottato per la sollecitazione indotta dalla propagazione delle onde sismiche è quello di una sollecitazione ciclica applicata ad un elemento del sottosuolo. Per ogni ciclo di carico-scarico, il comportamento del terreno viene caratterizzato mediante due parametri: il modulo di rigidezza al taglio G ed il fattore di smorzamento D. Il modulo G è normalizzato sotto forma di G/G_0, cioè viene adimensionalizzato rispetto al valore massimo.

I valori di tali parametri variano in base alla sollecitazione tangenziale γ impressa all'elemento di volume. Data la complessità del comportamento sforzi-deformazioni, si individuano due soglie di riferimento che determinano tre campi a diverso comportamento (Fig.16).
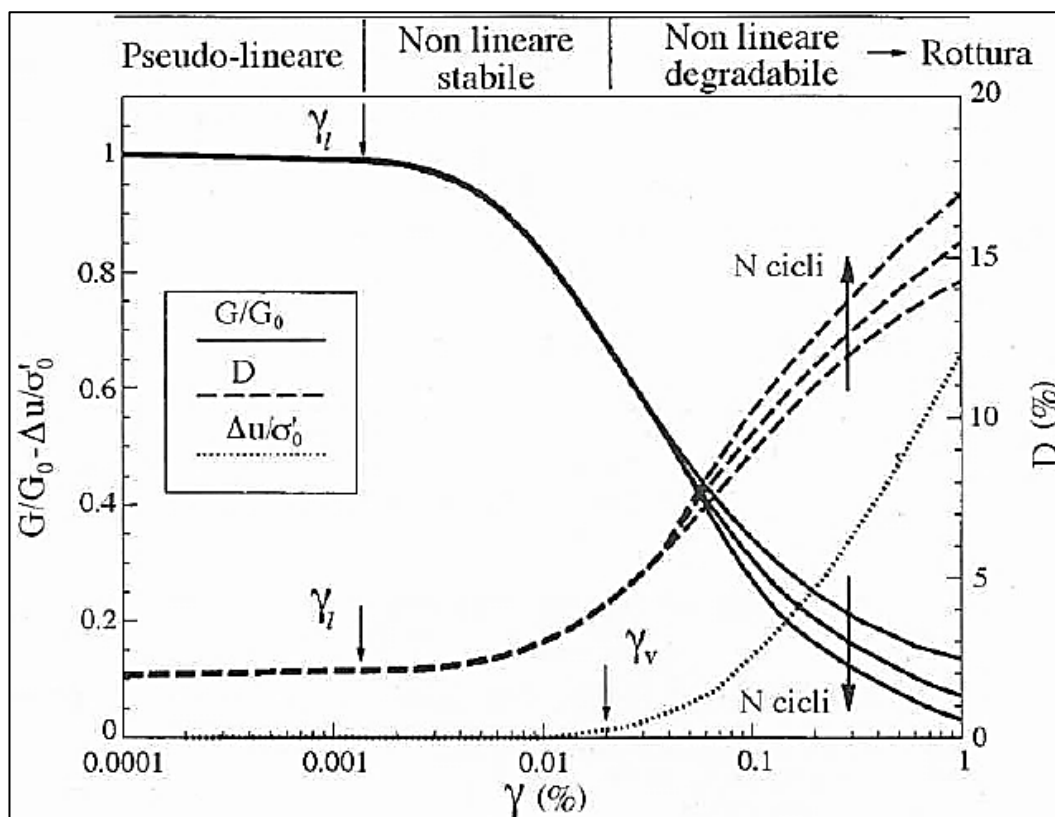
Figura 16: *Comportamento del terreno in condizioni di taglio semplice ciclico (Lanzo G. e Silvestri F., 1999)*

- *Comportamento pseudo – lineare*: al di sotto della soglia lineare γ_L, la rigidezza e la capacità dissipativa del terreno rimangono costanti al crescere della deformazione; infatti si può rappresentare la rigidezza del sistema tramite il modulo G_0, il modulo di taglio inziale, il quale rimane invariato al crescere del livello deformativo. La capacità di dissipare energia, in modo analogo è rappresentata dal parametro *D*, valore che rimane costante per livelli deformativi bassi.
- *Comportamento non lineare – stabile:* comincia la degradazione della rigidezza, ed un progressivo aumento della dissipazione, infatti, il modulo *G* diminuisce all'aumentare delle deformazioni comprese tra la soglia lineare γ_L e la soglia volumetrica γ_V, mentre lo smorzamento subisce un incremento; in questo range è valido il modello lineare – equivalente e al ripetersi di uguali cicli di carico e scarico, non si ha degradazione ciclica.
- *Comportamento non lineare instabile*: aumentando sempre di più le sollecitazioni di taglio, il modulo *G* subisce un notevole decremento mentre lo smorzamento *D* aumenta; superata la soglia volumetrica γ_V, il terreno arriva velocemente a rottura: per ogni ciclo di carico e scarico si ha un incremento di degradazione ciclica.

Le soglie lineari e volumetriche si definiscono sull'andamento del modulo di taglio, perché questo andamento è, in termini di forma, caratteristico. In particolare, le soglia lineare e volumetrica corrispondono ad un certo valore di G/G_0 sulla curva pari a:

$$\gamma_L = 0,95 \div 0,99\ G/G_0 \tag{7}$$

$$\gamma_V = 0,45 - 0,65\ G/G_0 \tag{8}$$

L'introduzione del comportamento non lineare, viene analizzata dai codici di calcolo per le analisi di RSL, attraverso un'analisi lineare - equivalente: consiste nella soluzione di un problema non lineare attraverso analisi lineari complete nelle quali, al termine di ogni iterazione, vengono aggiornati i parametri di rigidezza e smorzamento che sono dipendenti dallo stato di deformazione del terreno. Il modello lineare - equivalente considera le variazioni delle caratteristiche del terreno prodotte dal moto sismico, all'aumentare dell'intensità della sollecitazione sismica, introdotta come input nel modello: tanto più decrescerà il modulo di rigidezza e aumenterà lo smorzamento; di conseguenza cambierà il risultato della modellazione in termini di frequenza di risonanza e delle relative ampiezze. Pertanto, le ipotesi di comportamento lineare – equivalente saranno valide solo se le deformazioni non superano la soglia volumetrica.

2.2.3 Parametri per la valutazione quantitativa della RSL

In base alle caratteristiche di sottosuolo, la risposta sismica locale varia. Come detto in precedenza, dal punto d vista fisico, si tratta di valutare le variazioni in termini di ampiezza, frequenza e durata che il moto sismico subisce a partire dalla formazione rocciosa di base fino alla superficie attraversando gli strati di terreno sovrastanti. Tecnicamente, è più rappresentativo assumere come moto sismico di riferimento quello in corrispondenza di un ipotetico o reale affioramento del substrato roccioso (Fig.17).

Il moto sismico viene rappresentato sia nel dominio del tempo che delle frequenze. I parametri rappresentativi e più utilizzati nella valutazione quantitativa della RSL sono:

- il valore massimo dell'accelerazione (PGA),
- lo spettro di risposta elastica in accelerazione (SA),
- lo spettro di Fourier (FFT).

Questi parametri si ottengono a partire dal *time series* in accelerazione del moto sismico.
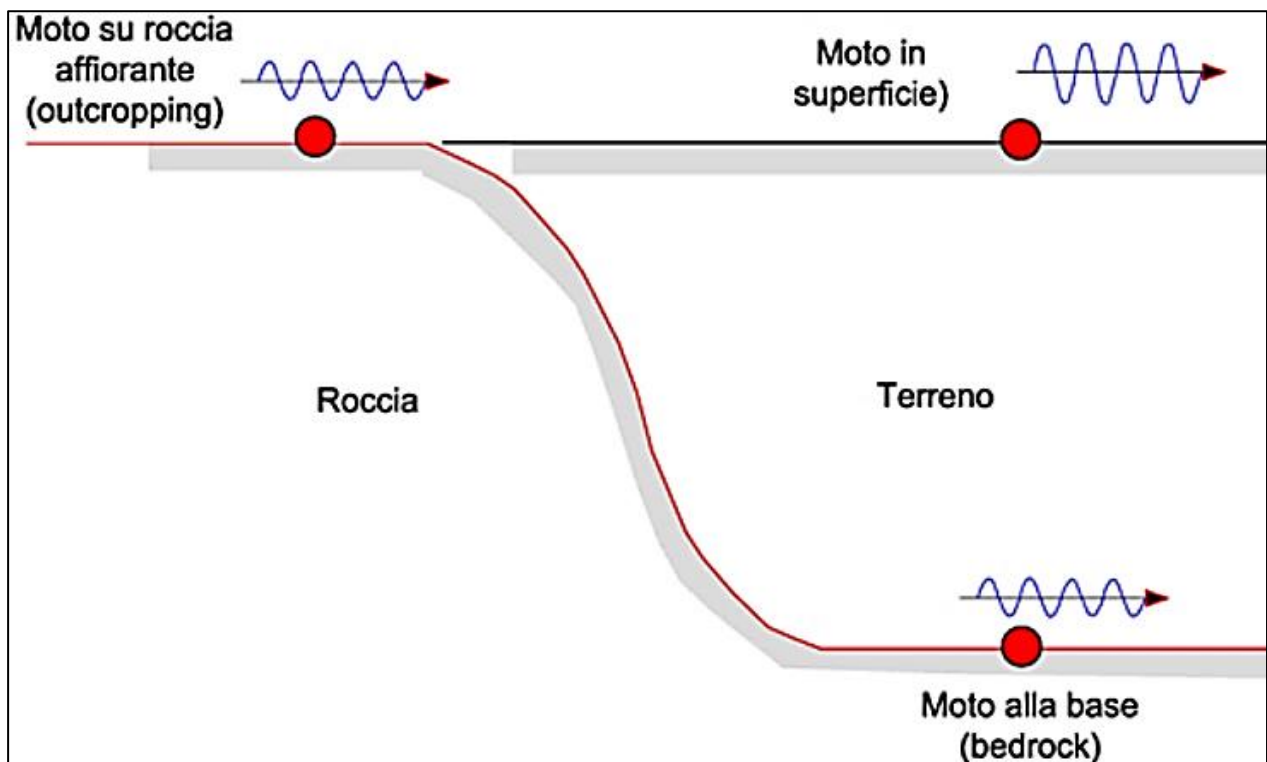
Figura 17: *Schema di riferimento per l'analisi di risposta sismica locale (Marcellini* et al.*, 2018)*

La PGA, acronimo di *peak ground acceleration* (picco di accelerazione al suolo) si determina in valore assoluto ed ha tre componenti: due orizzontali ed una verticale. Quest'ultima è generalmente assunta pari a 2/3 di quella orizzontale (Newmark e Hall, 1982), anche se attualmente, per i forti eventi sismici italiani, si è dimostrato che in *near field* il contributo della componente verticale è comparabile a quelle orizzontali (Mancini *et al.* 2018). Nello spettro di risposta elastica in accelerazione, ad ogni valore del periodo di oscillazione è associato un valore massimo di pseudo – accelerazione di un oscillatore semplice che viene sollecitato da un'azione sismica avente uno smorzamento pari al 5%. A periodo nullo, l'ordinata dello spettro di risposta corrisponde all'accelerazione orizzontale massima a_g.

Lo spettro di Fourier si ottiene attraverso la Trasformata di Fourier, la quale consente di scrivere una funzione dipendente dal tempo nel dominio delle frequenze; in questo modo è possibile individuare un criterio per digitalizzare un segnale senza ridurne il contenuto informativo. Il segnale, infatti, non è smorzato e fornisce il valore dell'ampiezza massima in corrispondenza della frequenza investigata. Lo spettro di Fourier è costituito da una parte reale ed una immaginaria, le quali forniscono lo spettro delle ampiezze e lo spettro delle fasi del segnale di input.

La valutazione quantitativa della RSL può essere effettuata utilizzando diverse grandezze. Confrontando i risultati ottenuti sulla superficie del terreno e quelli in corrispondenza dell'affioramento della formazione rocciosa, si possono ottenere i seguenti parametri/andamenti:

- il fattore di amplificazione (*Aa, FA*),
- la funzione di trasferimento ($H(f)_1$, $H(f)_2$),
- la funzione di amplificazione (*A(f), FA(T)*).

Assumendo come parametro rappresentativo dell'accelerogramma la PGA, il fattore di amplificazione (*Aa*) si ottiene dal rapporto tra la massima accelerazione sulla superficie del terreno ($a_{max,s}$) e quella in corrispondenza della roccia affiorante ($a_{max,b}$):

$$Aa = \frac{a_{max,s}}{a_{max,b}} \tag{9}$$

Il fattore di amplificazione (*FA*) può essere definito come suggerito da Housner: considerando l'intensità spettrale di Housner. Si calcola dal rapporto tra l'integrale dello spettro medio di risposta in pseudo – velocità del moto in superficie (H_{out}) e quello applicato al *bedrock* (H_{inp}), calcolato in diversi intervalli di periodo:

$$\mathrm{FA} = \frac{H_{out}}{H_{inp}} \tag{10}$$

Nel caso in cui l'accelerazione massima del terreno in superficie è minore di quella su roccia, il fattore di amplificazione sarà minore di 1, viceversa risulterà maggiore di 1. Ne consegue che l'uso del termine amplificazione è improprio nel primo caso, a causa dell'attenuazione del moto sismico.

Una grandezza che consente una valutazione più adeguata e completa dell'effetto di modifica del moto sismico esercitato dal terreno è rappresentata dalla funzione di trasferimento. Si possono calcolare due funzioni di trasferimento (curve nei poligoni rossi in Fig.18).
La prima (curva f) è data dal rapporto tra l'ampiezza dello spettro di Fourier alla superficie del terreno $F_s(f)$ e l'ampiezza dell'analoga componente dello spettro di Fourier in corrispondenza dell'affioramento della formazione rocciosa $F_a(f)$:

$$H(f)_1 = \frac{F_s(f)}{F_a(f)} \tag{11}$$

La seconda funzione (curva e) si può ricavare come rapporto tra l'ampiezza dello spettro di Fourier relativo alla superficie del terreno $F_s(f)$ e l'ampiezza dell'analoga componente dello spettro di Fourier in corrispondenza del basamento roccioso $F_b(f)$:

$$H(f)_2 = \frac{F_s(f)}{F_b(f)} \tag{12}$$

Dal punto di vista applicativo, la seconda funzione di trasferimento consente di operare su segnali definiti virtualmente al tetto del substrato roccioso, la prima su segnali registrati o ricavabili da registrazioni strumentali.
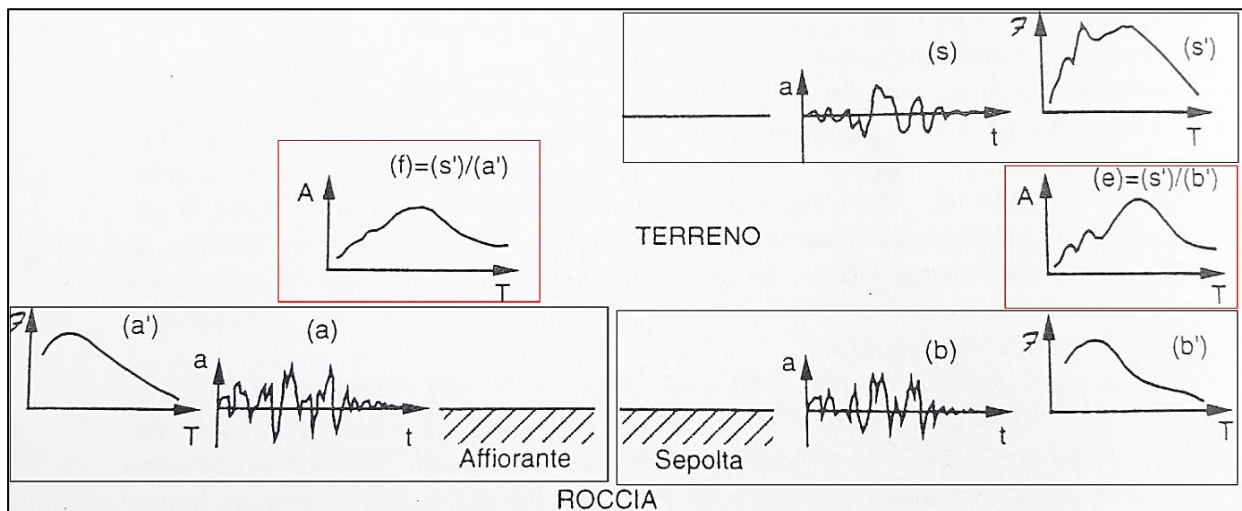
Figura 18: *Rappresentazione degli accelerogrammi e degli spettri di Fourier in corrispondenza della superficie (s ed s'), del basamento roccioso (b e b') e dell'affioramento della formazione rocciosa (a ed a') nei poligoni neri. All'interno dei poligoni rossi sono rappresentate le funzioni di amplificazione (modificato da Crespellani, 1999).*

Entrambe le funzioni di trasferimento, essendo calcolate dal rapporto di due funzioni complesse, sono a loro volta funzioni complesse; applicando il modulo alla funzione di trasferimento di ottiene quella di amplificazione *A(f)*:

$$A(f) = |H(f)| \tag{13}$$

Dal punto di vista fisico, la funzione di amplificazione è molto significativa, in quanto indica le componenti del moto sismico che sono state amplificate o smorzate lungo il percorso verso la superficie.

La funzione di amplificazione *FA(T)* la si può ottenere dal rapporto tra gli spettri di risposta in accelerazione in superficie o di output $SA_s(T)$, e quello registrato sulla formazione rocciosa affiorante o di input $SA_a(T)$ (Fig.19).

$$FA(T) = \frac{SA_s(T)}{SA_a(T)} \tag{14}$$

Questa analisi spettrale viene chiamata "Standard Spectral Ratio" (SSR): si assume che per uno stesso terremoto, due stazioni vicine abbiano la stessa attenuazione, per cui la differenza negli spettri di risposta è solo dovuta all'effetto di sito.

Rispetto al fattore di amplificazione, con la funzione di amplificazione è possibile calcolare l'amplificazione dell'accelerazione spettrale dell'output lungo il campo di periodi considerato in confronto al segnale di input. Quando la funzione assume valori maggiori di 1 vuol dire che lo spettro di output ha valori più elevati rispetto a quello di input per un determinato periodo T considerato.
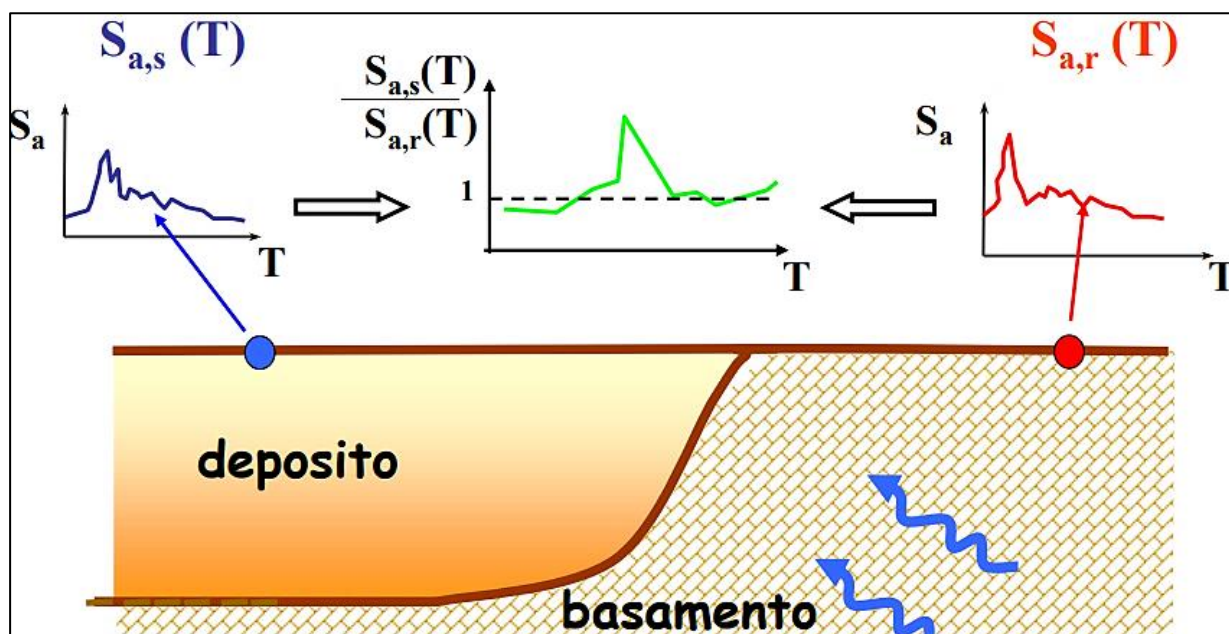
Figura 19: *Funzione di amplificazione dato dal rapporto tra lo spettro di output e di input (Lanzo, 2012)*

Un'accurata valutazione della risposta sismica locale necessita, oltre ad una modellazione realistica del sottosuolo, una corretta valutazione del *terremoto di riferimento* che sia dipendente, in termini di frequenza, al meccanismo di fagliazione sorgente, al percorso di propagazione e alla magnitudo. Con tale termine si fa riferimento alle caratteristiche del moto sismico che investe il limite di separazione tra substrato roccioso e depositi superficiali di terreno (Lanzo e Silvestri, 1999): pertanto il moto sismico in superficie è fortemente condizionato dalle caratteristiche del moto atteso al substrato roccioso e quindi dal terremoto di riferimento. Per caratterizzarlo occorre effettuare un'analisi di pericolosità sismica regionale per caratterizzare il moto sismico alla sorgente con approcci deterministici, stocastici o probabilistici.

2.2.4 Effetti di sito e metodi numerici

Quando un sito è soggetto a scosse sismiche, gli effetti del terremoto possono essere transitori o permanenti: i primi si visualizzano in termini di modifiche di ampiezza, contenuto di frequenza e durata del movimento del terreno ovvero di amplificazione locale o effetti del sito, i secondi comportano instabilità del terreno con frane o liquefazioni di terreni non coesivi saturi (Fig.20).

Le caratteristiche stratigrafiche e morfologiche, in cui le condizioni locali possono provocare una modifica del segnale sismico in arrivo al sito sono essenzialmente tre (Fig.21):

- depositi costituiti da terreni stratificati di caratteristiche meccaniche diverse da quelle della roccia sottostante (effetti stratigrafici 1D);

- depositi di valle con bordi e morfologie del substrato non regolari dove le onde sismiche possono subire fenomeni di rifrazione e riflessione con conseguente generazione all'interfaccia di onde superficiali e concentrazioni di energia (effetti di bordo o di valle 2D-3D);
- sommità di rilievi collinari, creste, pendii, profili di versanti, promontori costituiti da formazioni rocciose, bordi di terrazzi (effetti topografici 2D-3D).
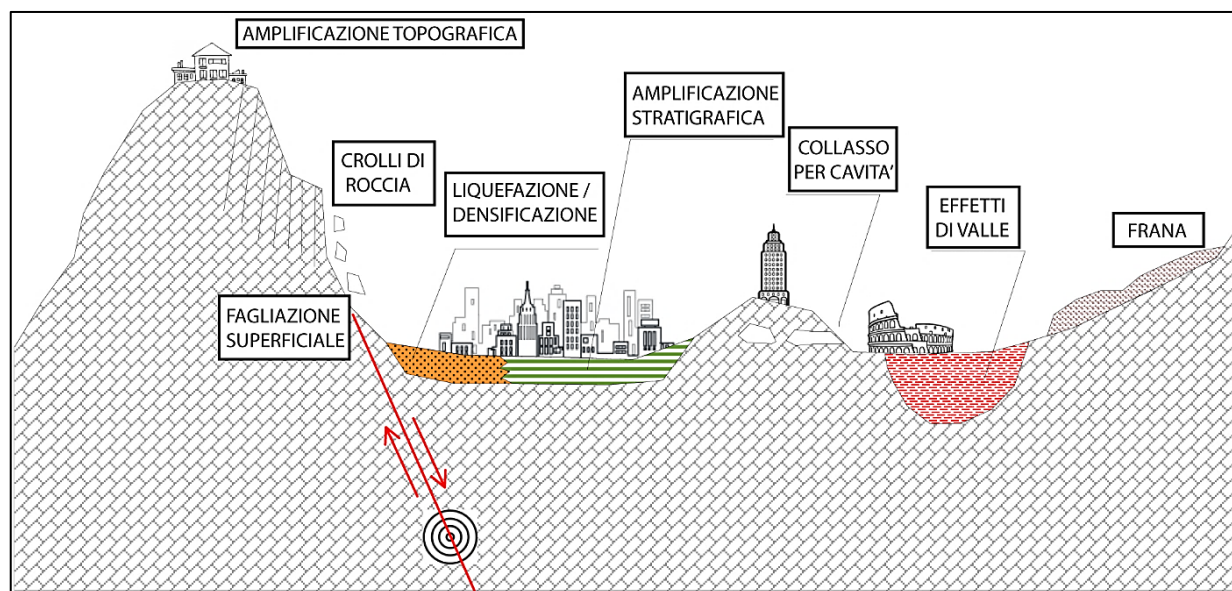
Figura 20: *Principali scenari di pericolosità sismica locale (modificato da Pagliaroli, 2018)*
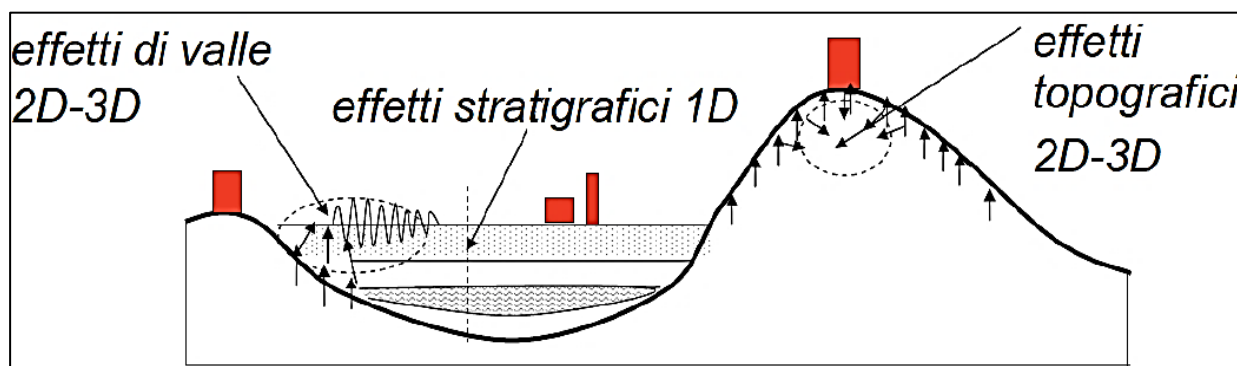
Figura 21: *Tipologia di effetti amplificativi (Luzi, 2013)*

I tre tipi di effetti amplificativi vengono analizzati negli studi di risposta sismica locale monodimensionali (1D), bidimensionali (2D) e tridimensionali (3D).

I modelli 1D vengono utilizzati quando il sottosuolo è riconducibile ad una geometria monodimensionale, ossia quando lo stesso può essere descritto con la sola sismostratigrafia del sito di interesse. Questa situazione si verifica in presenza di una successione stratigrafica sub-orizzontale fino al *bedrock* (anch'esso sub orizzontale), sufficientemente estesa da non risentire di effetti bidimensionali, ed i rapporti stratigrafici vengono valutati solo lungo la verticale dove si ha la propagazione del sisma (Fig.22). Con questo modello, le cause principali di amplificazione del

moto sismico sono dovute al contrasto di impedenza tra il terreno ed il basamento roccioso che genera un “intrappolamento” delle onde S all’interno dei depositi ed a fenomeni di risonanza che si sviluppano quando la frequenza fondamentale del deposito è prossima alle frequenze caratteristiche dell’input sismico.
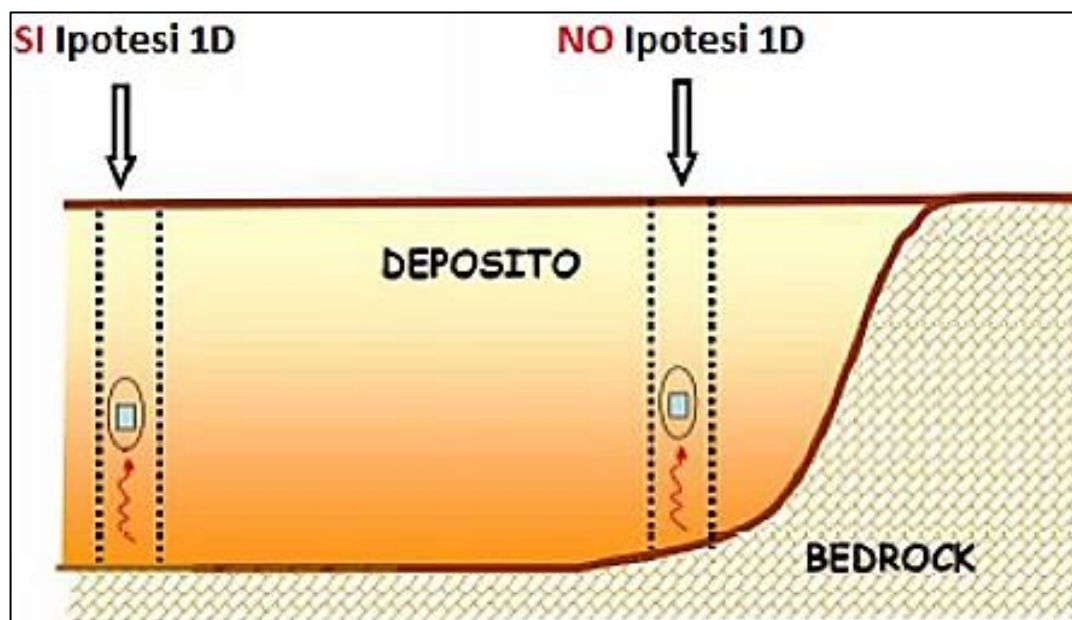
Figura 22: *Applicabilità delle analisi monodimensionali (Protocolli MSZ III, 2017)*

Negli studi di RSL 2D e 3D si considerano le configurazioni geologiche superficiali e sepolte più complesse; oltre ai rapporti stratigrafici, si tiene conto anche del ruolo che i fattori morfologici rivestono nella propagazione delle onde con direzione incidente qualsiasi.
Le analisi bidimensionali vengono realizzate lungo sezioni geologico – tecniche considerando, oltre alla profondità, una delle due rimanenti dimensionali spaziali per la determinazione della risposta sismica locale. Attraverso tale approccio, si possono anche valutare con efficacia gli effetti legati all’interferenza delle onde in corrispondenza dell’interfaccia non orizzontale tra la formazione rocciosa ed il terreno, in quanto la propagazione delle onde al suo interno può creare dei treni d’onda che subiscono delle riflessioni multiple, non percepite da un’analisi monodimensionale.

Sono richieste analisi 2D nelle aree marginali delle valli alluvionali, in quanto all’amplificazione monodimensionale già evidenziata, si somma l’effetto dovuto alla focalizzazione delle onde sismiche, legato alla particolare geometria del problema. Con il termine *effetto di bordo o di valle* si esprime l’interferenza costruttiva tra le onde che si generano sul bordo della valle e le onde di superficie, aventi direzione di propagazione orizzontale, al contatto tra substrato e deposito (Fig.23).
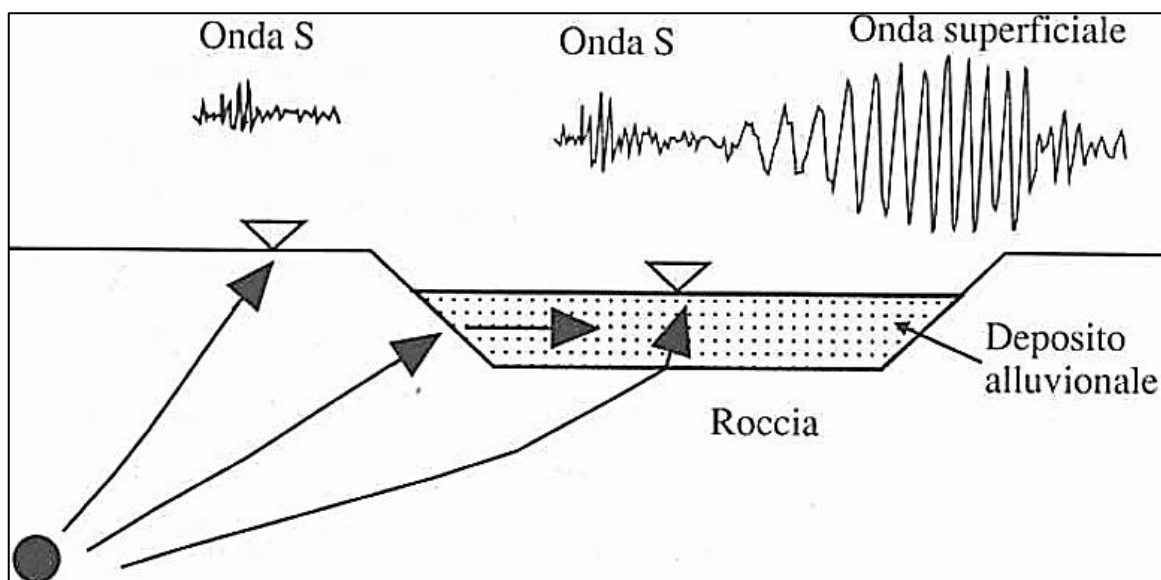
Figura 23: *Effetto di bordo ai margini di una valle alluvionale (Lanzo e Silvestri, 1999)*

Bard e Bouchon nel lavoro del 1985 furono i primi a studiare con metodi quantitativi e numerici le amplificazioni prodotte nelle valli alluvionali, dimostrando che dipendono dalle caratteristiche geometriche della struttura ed in particolare dal il rapporto di forma *SR* (Shape Ratio) delle valli. Correlando il rapporto di forma ai contrasti di velocità C_V (Fig.24), è possibile discriminare il campo degli effetti mono e bidimensionali.

Si ha una amplificazione 2D nei bacini sepolti quando è soddisfatta tale equazione:

$$SR > \frac{0.65}{\sqrt{Cv - 1}} \tag{15}$$
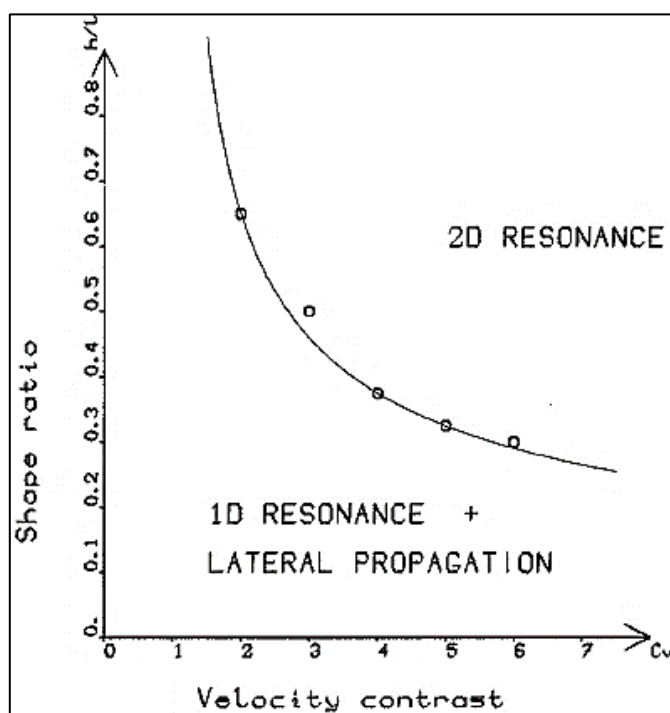
Figura 24: *Campi di risonanza 1D e 2D (Bard e Bouchon, 1985)*

L’anno seguente, Bard e Gariel studiarono l’amplificazione bidimensionale nelle valli superficiali e profonde (Fig.25). Nei diversi punti in superficie delle valli, confrontarono le varie funzioni di amplificazioni ottenute sia con analisi monodimensionali che bidimensionali: notarono che al centro delle valli superficiali tali funzioni erano molto simili. Le differenze tra le funzioni di amplificazione mono e bidimensionali erano evidenti passando dal centro ai bordi della valle superficiale. Queste differenze si evincono anche ai bordi delle valli profonde, mentre nella parte centrale le funzioni 1D e 2D coincidono meno rispetto alle valli più superficiali.
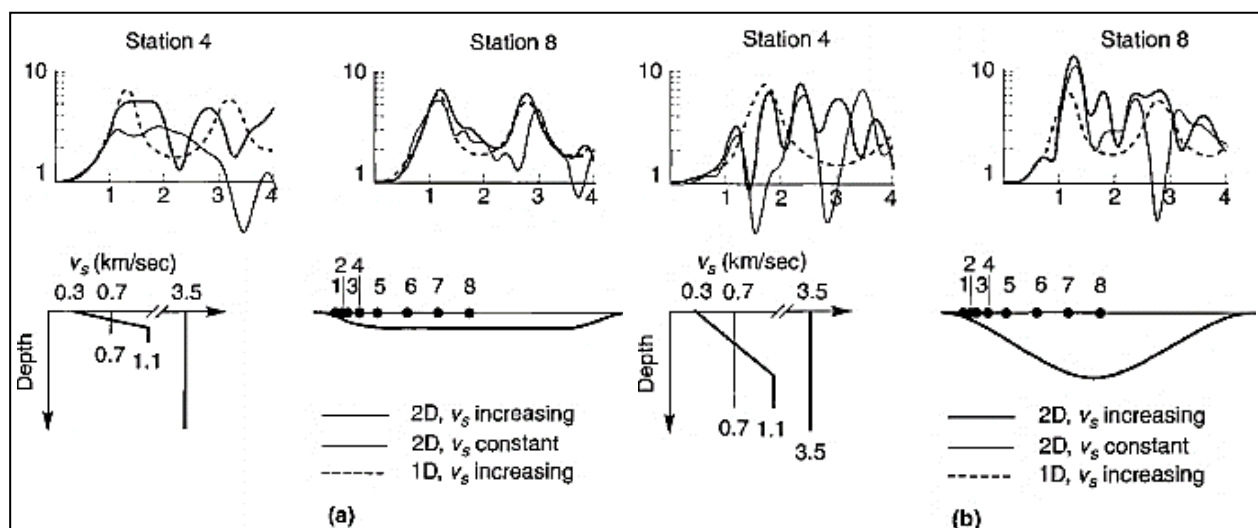
Figura 25: *Funzioni di amplificazione monodimensionali e bidimensionali al centro (stazione 8) ed in corrispondenza dei bordi (stazione 4) delle valli superficiali (caso a) e profonde (caso b). (Kramer, 1996)*

A conferma di quanto enunciato anche da King e Tucker nel 1984, lo studio delle valli profonde risulta maggiormente complesso rispetto a quelle meno profonde: per tale ragione le analisi monodimensionali sono ammesse solo in corrispondenza del centro delle valli.

Nel recente lavoro di Vessia e Russo (2013) si evidenzia l’importanza di parametrizzare gli effetti bidimensionali prodotti da diverse tipologie di valli sepolte per scopi progettuali.

Attualmente, i Protocolli della MSZ III del 2017 riportano che se il rapporto di forma è minore di 0.25 la risposta al centro della valle non è influenzata dalla geometria della valle (funzioni 1D ≈ 2D), mentre le funzioni ottenute da un’analisi bidimensionale sono maggiori rispetto ai profili monodimensionali per rapporti di forma maggiori di 0.25.

In corrispondenza di rilievi collinari, creste, pendii, gli effetti topografici si manifestano principalmente sulla sommità di tali rilievi, a causa della focalizzazione delle onde in cresta (Fig.26) a seguito della riflessione sulla superficie libera non piana e all’interazione fra il campo d’onda incidente e quello riffratto (Bard, 1982).
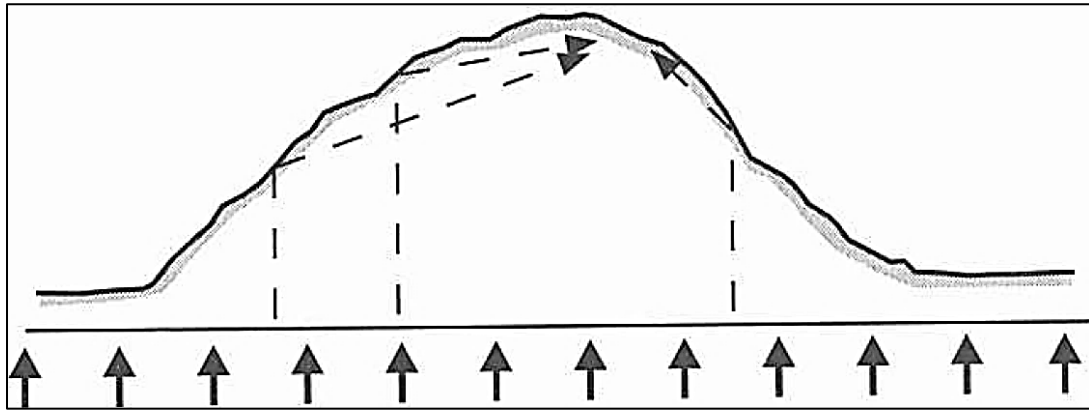
Figura 26: *Focalizzazione delle onde sismiche sulla sommità dei rilievi (Lanzo G. e Silvestri F., 1999)*

Già in occasione del terremoto di S. Francisco del 1957, Seed e Idriss nel 1969 dimostrarono come lo stesso terremoto provochi diversi effetti sulla superficie terrestre, in funzione delle caratteristiche geotecniche dei materiali incontrati e della topografia locale (Fig.27).

Grazie allo studio di Sanchez-Sesma del 1990, i fattori di amplificazione sono stati relazionati all'angolo di apertura di un triangolo che sia rappresentativo della cresta del rilievo. Per un triangolo infinito sottoposto verticalmente alla propagazione delle onde SH, gli spostamenti dell'apice sono amplificati da un fattore $2\pi/\phi$, dove ϕ è l'angolo del vertice del triangolo (Fig.28). Ne consegue che i fattori di amplificazione più elevati sono associati ad angoli più acuti e non si escludono amplificazioni anche in caso di topografie più dolci.
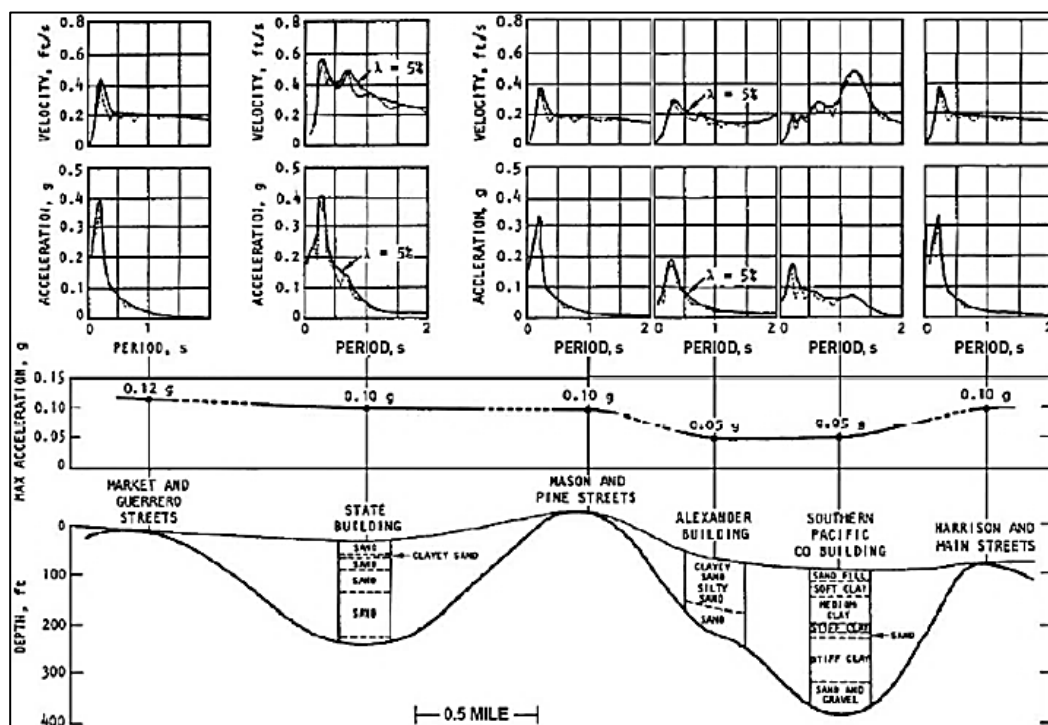
Figura 27: *Variazioni nelle registrazioni accelerometriche (Seed ed Idriss, 1969)*
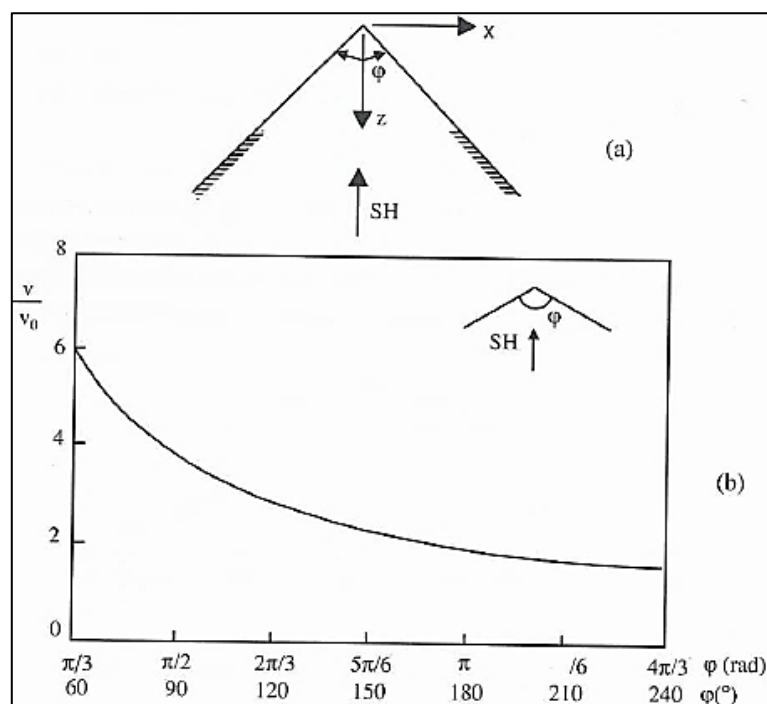
***Figura 28**: Modello di Sanchez-Sesma: irregolarità topografica con geometria triangolare con sollecitazione di onde SH (a) e variazione del fattore di amplificazione con l'angolo al vertice (b) (Lanzo e Silvestri, 1999)*

Dal lavoro di Geli *et al.* (1988) si evince, inoltre, che le amplificazioni non solo sono maggiori sulla sommità del rilievo rispetto alla base, ma sono anche fortemente condizionate dal rapporto di forma di un rilievo nel caso in cui la lunghezza dell'onda incidente è equivalente alla semilarghezza del rilievo.

2.2.5 Tipologia degli accelerogrammi di input

A causa della non linearità del suolo, per un determinato deposito di terreno i fattori e la funzione di amplificazione sono fortemente condizionati dalle caratteristiche dell'input sismico. Pertanto, la selezione dell'input sismico più adatto è un punto chiave per gli studi di risposta sismica locale. In prima istanza è necessario definire, a scala regionale o nazionale, la pericolosità sismica in condizioni di suolo rigido al sito, ovvero l'input di riferimento non deve includere le modifiche causate dalle condizioni geologiche, morfologiche e geotecniche locali, ma deve essere definito al *bedrock* sismico affiorante (Vs > 800 m/s) ed è generalmente rappresentato da uno spettro di risposta in accelerazione.
Per effettuare un'analisi di risposta al sito è necessario selezionare un insieme di *time series* in accelerazione che corrispondono allo spettro di riferimento. A tal riguardo, un problema significativo riguarda la scelta tra tre opzioni di accelerogrammi (Boomer e Acevedo, 2004): artificiali, sintetici o reali (naturali o osservati).

Gli accelerogrammi reali sono gli input più indicativi per le analisi dinamiche perché riflettono in maniera autentica e diretta il moto sismico, riportando in sé le caratteristiche quali ampiezza,

contenuto in frequenza, energia, durata e fase di eventi reali. Grazie ad un incremento delle stazioni sismiche delle reti di monitoraggio, sussiste una crescente disponibilità di cataloghi online che forniscono libero accesso ad una grande quantità di registrazioni naturali: a titolo di esempio si citano per il territorio italiano il database della RAN (http://ran.protezionecivile.it/IT) e ITACA (Luzi *et al.*, 2017 http://itaca.mi.ingv.it/), l'ESM a livello europeo (Luzi *et al.*, 2016 http://esm.mi.ingv.it) ed il PEER mondiale (http://ngawest2.berkeley.edu).
Tuttavia, la procedura per selezionare gli accelerogrammi naturali è ancora controversa; le questioni principali si riferiscono al numero di registrazioni, database, criteri di corrispondenza rispetto allo spettro di riferimento, parametri *strong motion* aggiuntivi (durata del segnale, intensità di Arias e di Housner) da includere nella selezione. Sono disponibili diversi software per la selezione automatizzata di accelerogrammi reali: SEISMHOME (Rota *et al.* 2012) (http://www.eucentre.it/seism-home-accelerogrammi), REXEL (Iervolino *et al.* 2009), ASCONA (Corigliano *et al*. 2012) ed IN-SPECTOR (Acunzo *et al*. 2014).

Gli accelerogrammi artificiali sono registrazioni di eventi realmente accaduti modificati in modo da avere uno spettro di risposta praticamente coincidente, entro una certa tolleranza, con uno spettro definito *target*, attraverso la manipolazione nel dominio delle frequenze. Mucciarelli *et al.* (2004) realizzarono il codice di calcolo *Belfagor*, proponendo nel loro lavoro una correzione da applicare agli spettri di Fourier. Tali storie temporali artificiali sono generate principalmente attraverso metodi stocastici non stazionari (Sabetta e Pugliese, 1996); come parametri di input sono richiesti l'entità del terremoto di riferimento, la distanza sito – sorgente e la geologia del sito di interesse. A titolo di esempio, altri codici di calcolo delle registrazioni artificiali sono *SeismoArtif* (Halldorsson e Papageorgiou, 2005) *Simnost* (Sabetta e Pugliese, 1996). L'attrattiva di un tale approccio è che è possibile ottenere serie temporali di accelerazione che sono quasi completamente compatibili con lo spettro di riferimento. Alcuni studi, però, dimostrano che in genere il numero di cicli o l'energia del segnale possono essere lontani da quelli di una registrazione reale e quindi condurre ad una stima statisticamente non corretta della risposta non lineare (Carballo e Cornell, 2000).
Per questa ragione, le Norme Tecniche per le Costruzioni *NTC18* non consente il loro utilizzo per analisi geotecniche; questa interdizione non viene applicata per le analisi di risposta del sito volte a quantificare l'azione sismica per la progettazione degli edifici, quindi di strutture fuoriterra.

Gli accelerogrammi sintetici sono generati a partire da modelli di sorgente sismologici, considerando anche gli effetti della propagazione sito - sorgente.
Diverse tecniche di simulazione sono state proposte con diversi livelli di complessità e di approcci metodologici, ma tutti modellano la sorgente, gli effetti di propagazione e di sito. I modelli

numerici richiedono la definizione di un numero piuttosto elevato di parametri di input i cui valori, a volte, possono essere difficilmente fissati "a priori".

Una delle ragioni che ha condotto allo sviluppo di applicativi per la sintesi di sismogrammi sintetici rispetto a quelli naturali è la scarsità dei dati *strong motion* registrati in zone vicine alla sorgente (*near fault*) in cui il movimento del terreno ha caratteristiche peculiari. Le zone *near field* sono proprio quelle che destano grande preoccupazione negli studi di microzonazione e nella valutazione della pericolosità e del rischio sismico.

Le forme d'onda sintetiche hanno altri indubbi vantaggi (Tab.8): sono generate da modelli basati fisicamente, consentono di valutare l'influenza dei parametri fisici di input sul moto sismico, di stimare la variabilità spaziale del segnale sismico e di simulare eventi sismici storici.

Tuttavia, anche se il loro uso è in aumento e un repository web italiano SYNTHESIS è stato recentemente proposto (D'Amico *et al.*, 2016 http://synthesis.mi.ingv.it/), un'applicazione estesa è impraticabile dato che i modelli sorgente richiedono sforzi computazionali elevati non comuni e consulenti sismologi e sismotettonici altamente specializzati. La scelta di una combinazione fisicamente ragionevole di parametri di input per la simulazione non è un compito facile.

Tabella 8: *Vantaggi e svantaggi delle simulazioni delle forme d'onda*

VANTAGGI	SVANTAGGI
• Generati da modelli fisicamente basati • Stima della variabilità spaziale del segnale • Valutare scenari di scuotimento *near field* • Studio del ruolo dei parametri di input fisici sul moto sismico • Simulare eventi sismici storici	• Sforzi computazionali elevati • Dipendenza dalla tecnica • Tempi di calcolo non immediati • Elevato numero di parametri di input

I metodi per simulare gli accelerogrammi sono caratterizzati da vari livelli di complessità che sono definiti dalla tipologia delle tecniche informatiche utilizzate.

Le tecniche di simulazione a faglia - finita seguono tre approcci:

- deterministico – stocastico (DSM: Pacor et al., 2005);
- stocastico (EXIM: Motazedian e Atkinson, 2005);
- ibrido broadband (HIC: Gallovič e Brokešová, 2007).

I metodi deterministici sono quelli che riescono a riprodurre in modo realistico gli effetti di propagazione in condizioni eterogenee ben definite. D'altra parte, richiedono una maggiore quantità di risorse computazionali.

I metodi stocastici a faglia – finita, nonostante i loro limiti teorici, sono più efficienti in termini di risorse computazionali e possono essere ampiamente utilizzati per simulare accelerogrammi nell'intervallo di frequenza di interesse in ambito progettuale (0.1 - 20 Hz; 0.05-10s).

2.3 EXSIM: Metodologia

Un importante metodo per simulare (sintetizzare) i *ground motion* è quello di combinare i termini parametrici e funzionali dello spettro delle ampiezze del moto del terreno con uno spettro di fase casuale modificato in modo tale che il movimento sia distribuito con una durata relativa alla magnitudo dell'evento e relazionato alla distanza dalla sorgente. Questo tipo di approccio per le simulazioni viene chiamato *"metodo stocastico"*.

Tale metodo è particolarmente utile per simulare moti sismici alle alte frequenze, di interesse ingegneristico (generalmente f > 0.1 Hz), ottenendo una stima ragionata dello scuotimento considerando le informazioni geologiche, tettoniche, sismologiche e geofisiche disponibili. Una caratteristica essenziale di questa metodologia è quella di rappresentare tutto ciò che si conosce dei vari fattori che influenzano il segnale sismico (sorgente, propagazione, sito) in semplici forme funzionali.

Il metodo stocastico ha le sue basi nel lavoro di Hanks e McGuire (1981), i quali hanno combinato i modelli sismologici dell'ampiezza spettrale del segnale *ground motion* con la nozione ingegneristica che il moto sismico alle alte frequenze è caratterizzato fondamentalmente da una distribuzione random delle fasi (Hanks, 1979; McGuire e Hanks, 1980; Hanks e McGuire, 1981). Si assume, quindi, che le accelerazioni *far field* a frequenze maggiori della frequenza di corner, siano composte da un rumore bianco gaussiano di durata limitata e che le sorgenti siano descritte da spettri con una singola frequenza di corner dipendente dalla magnitudo dell'evento (Brune 1970, 1971).

Gli accelerogrammi sintetici possono essere generati abbastanza comodamente nel dominio delle frequenze combinando uno spettro di ampiezza di Fourier con uno spettro di fase di Fourier (Fig.29): la storia temporale del rumore bianco (a) viene modellato con una funzione di inviluppo per produrre quindi (b) l'inviluppo del *time series* del rumore bianco. Lo spettro delle fasi (c) è ottenuto mediante la trasformata di Fourier; tale spettro è combinato con quello delle ampiezze (d) per produrre la storia temporale sintetica (e).
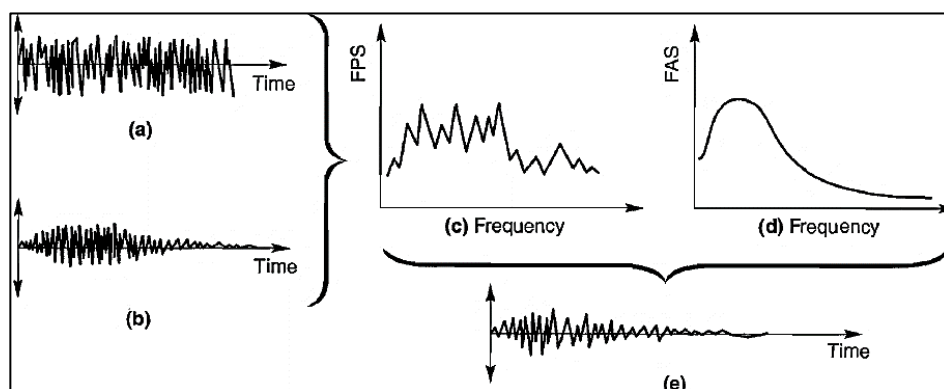
Figura 29: *Step per generare un sismogramma sintetico nel dominio della frequenza (Kramer, 1996)*

Gli accelerogrammi sintetici posso essere generati anche mediante i seguenti step (Fig.30 Boore, 2005):

- viene generato rumore bianco gaussiano, con una durata del segnale dipendente dall'entità del moto (a);
- al segnale del rumore bianco viene moltiplicata una *box window* con una durata specifica (b);
- il segnale fenestrato viene trasformato nel dominio delle frequenze mediante la trasformata di Fourier (c);
- lo spettro viene normalizzato in modo tale che la radice quadrata media dello spettro delle ampiezze sia pari all'unità (d);
- lo spettro normalizzato viene moltiplicato con lo spettro di *ground motion Y* (e,f);
- lo spettro risultante viene convertito nel dominio del tempo tramite l'anti – trasformata di Fourier (g).
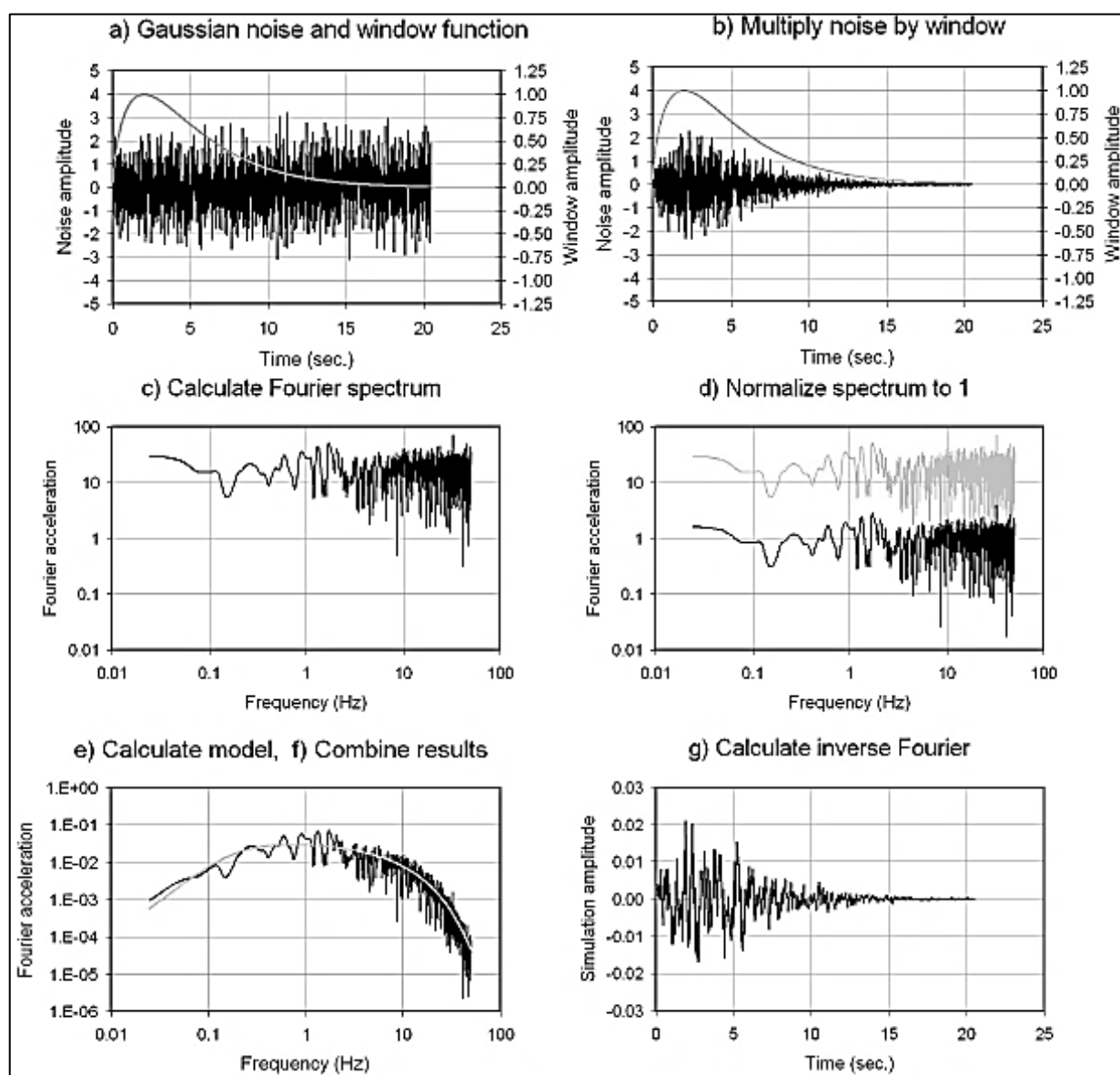
Figura 30: *Basi della procedura, nel dominio del tempo, per la simulazione dei segnali sismici utilizzando il metodo stocastico (Boore, 2005).*

Safak e Boore (1988) dimostrano come il tipo di finestra sia molto importante. La finestra di modellazione applicata al rumore (Fig.30b) può essere un'intera *box window* oppure una finestra che fornisce una forma più realistica per le serie temporali in accelerazione. Saragoni e Hart (1974) proposero la seguente *box window W*:

$$W(t,\varepsilon,\eta,t_\eta) = a\,(t/t_\eta)^b exp(-c(t/t_\eta)) \tag{16}$$

dove:

$$a = (exp(1)/e)^b \tag{17}$$

$$b = -\,(\varepsilon\, ln\, \eta)/[1+\varepsilon\,(ln\varepsilon\ -\ 1)] \tag{18}$$

$$c = b/\varepsilon \tag{19}$$

$$t_\eta = f_{T_{gm}}\, T_{gm} \tag{20}$$

suggerendo i valori di ε e η pari a 0.2 e 0.05 rispettivamente; T_{gm} rappresenta la durata del segnale. L'essenza del metodo stocastico è rappresentata in Fig.31: a sinistra sono rappresentati gli spettri di Fourier ad una certa distanza dalla sorgente e con particolari condizioni di sito, relativi a due eventi di magnitudo 5 e 7 e basati su un modello sismologico standard. Assumendo che i movimenti siano distribuiti con una fase casuale su una durata temporale (correlata all'entità ed alla propagazione del terremoto) vengono simulati i *time series* in accelerazione come mostrati a destra della Fig.31.
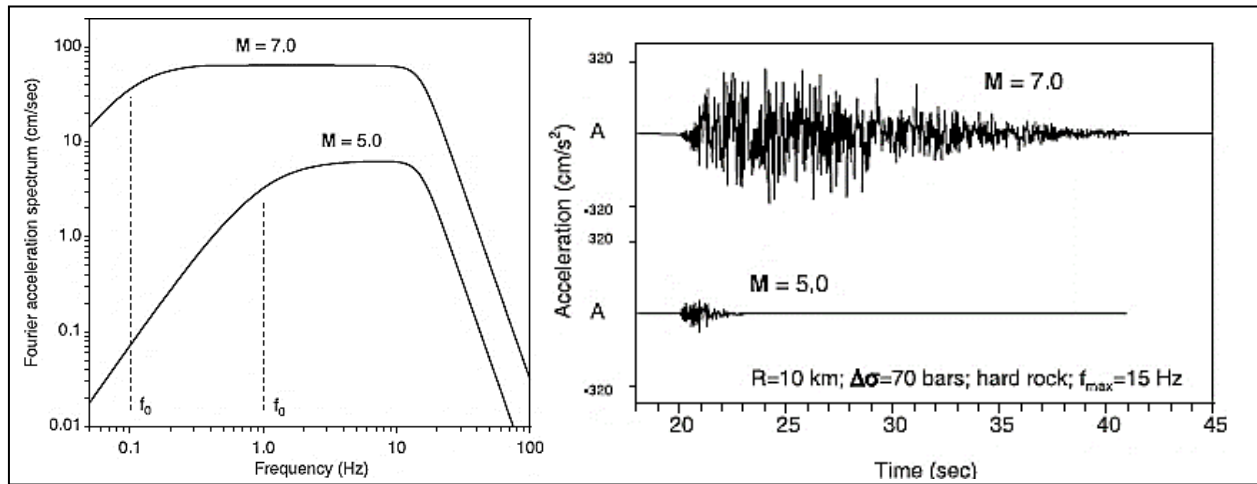
Figura 31: *Basi dell'approccio stocastico (Boore, 2003)*

Il segnale sismico *Y* è funzione del momento sismico M_0, della distanza sito – sorgente *R* e della frequenza *f* ed è il risultato di diversi contributi, generalizzati nei seguenti parametri: sorgente, propagazione crostale, effetti di sito e strumentazione o tipo di movimento registrato (Boore, 2003).

$$Y(M_0; R; f) = Source(M_0; f)Path(R; f)Site(f)Instrument(f); \tag{21}$$

I termini di sorgente determinano l’entità del terremoto e vanno dalla dimensione del piano di faglia al tipo di movimento e alla quantità di energia rilasciata. I parametri di propagazione includono gli effetti delle attenuazioni del movimento del suolo e la durata temporale. Gli effetti di sito incorporano le impostazioni geologiche locali e dettagliando gli effetti della topografia di superficie o di sottosuolo di un sito specifico. L’ultimo termine indica come viene settato il segnale a livello strumentale.
In questo modo, grazie a tale suddivisione, i modelli basati sul metodo stocastico possono essere facilmente modificati per tenere conto di situazioni specifiche o per tenere conto di informazioni su aspetti particolari del modello.

EXSIM (Extended Finite – Fault Simulation) è un algoritmo open - source (http://www.daveboore.com/software_online.html) scritto in Fortran in grado di generare simulazioni stocastiche con modello di faglia finita, originariamente sviluppato da Motazedian e Atkinson (2005) ed è la versione modificata di un altro codice di simulazione a faglia finita, FINSIM di Beresnev e Atkinson (1998). Con questo approccio è possibile simulare lo scuotimento relativo alle onde S che rappresentano la parte del moto del suolo più importante nella stima della pericolosità sismica. Il modello di Motazedian e Atkinson (2005), inoltre, ha significativi vantaggi rispetto al precedente codice FINSIM: l'indipendenza dei risultati dalle dimensioni sub - sorgenti, la conservazione dell'energia irradiata e la possibilità di avere solo una parte del piano di faglia attivo in qualsiasi tempo durante la rottura (simulando il comportamento di “auto-guarigione” proposto da Heaton, 1990).

Nell’Appendice A, a titolo di esempio, viene riportato lo script di EXSIM, evidenziando con colori differenti, i parametri da inserire nel file. Con il colore rosso sono indicati i parametri di sorgente, in blu quelli di propagazione, in verde quelli di sito ed infine con il colore arancione i parametri strumentali.

2.3.1 Sorgente

La geometria delle sorgenti sismiche dipende dai processi tettonici che la generano. Con i metodi stocastici è possibile scegliere tra due tipi di sorgente: quella puntiforme ed il modello a faglia – finita.

Il modello di sorgente puntiforme di un terremoto riduce l'intero piano di faglia in un singolo punto (Fig.32), dal quale viene rilasciata la maggior parte dell'energia. Tale approssimazione riduce notevolmente la complessità della sorgente, in quanto vi è una quantità ridotta di geometria e nessuna caratteristica planare.
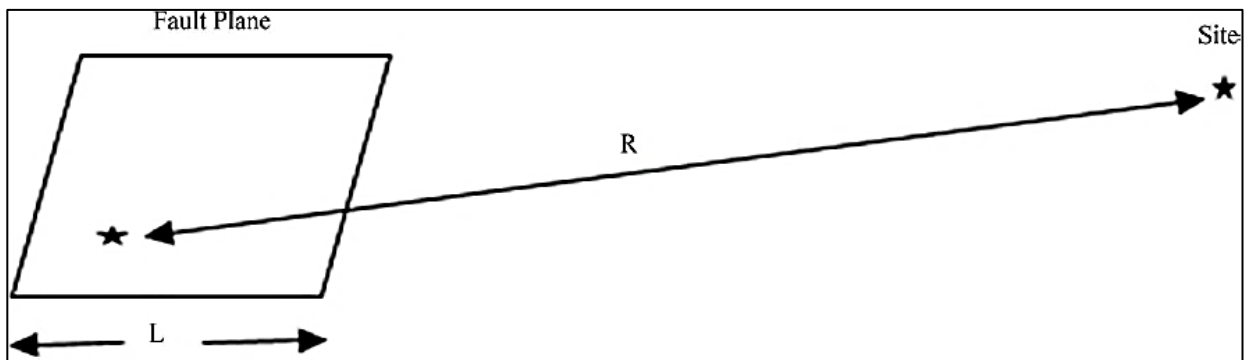
Figura 32: *Illustrazione del modello di sorgente puntiforme. Il piano di faglia è rappresentato da un singolo punto situato su di esso. (Amiranlou H. 2016)*

Con la modellazione a faglia – finita, il piano di faglia viene suddiviso in sub - faglie più piccole, ciascuna delle quali viene considerata come una sorgente puntiforme stocastica. La sorgente a faglia - finita è un pò più complessa di una sorgente puntiforme; tuttavia, l'accuratezza e il tempo necessari per i calcoli aumentano al crescere del numero totale di *subfaults*.

Il tipo di sorgente che genera un terremoto di una certa entità, la geometria e lo scivolamento del piano di faglia e la sua direttività, influenzano profondamente le ampiezze, il contenuto in frequenza e la durata del segnale. Il modello di sorgente a faglia – finita rappresenta uno strumento importante per la valutazione del moto sismico anche in zone epicentrali *near field*.

L'algoritmo EXSIM considera un piano di faglia estesa, avente una specifica dimensione in accordo con il suo momento sismico, suddiviso in una serie di *N* sub – sorgenti rettangolari (Fig.33), ciascuna delle quali viene considerata come una sorgente puntiforme stocastica. Il campo degli spostamenti generato da una sorgente puntiforme, in un mezzo omogeneo ed isotropo, è descritto dalla funzione di Green stocastica (concetto introdotto da Hartzell, 1978). La rottura inizia all'ipocentro e si propaga con un modello cinematico attivando le varie celle che compongono l'area di rottura.
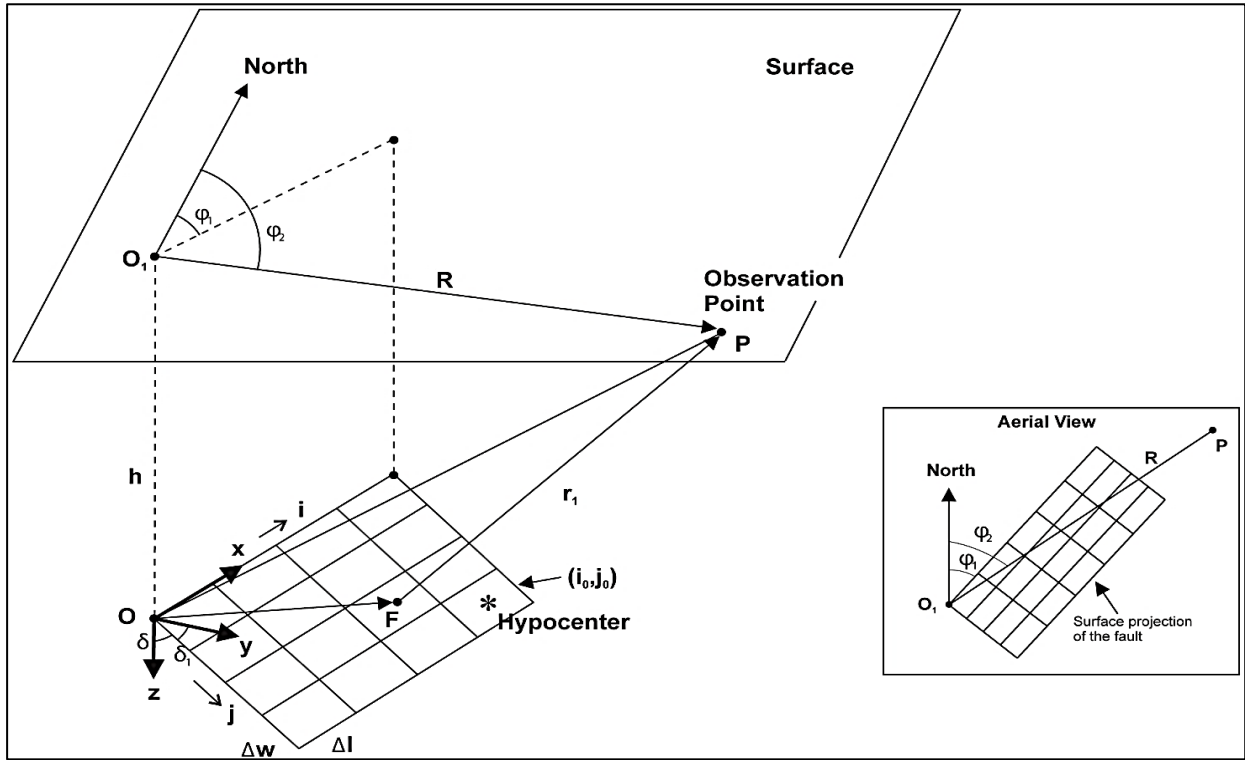
Figura 33: *Illustrazione del modello a faglia – finita. Il piano di faglia è suddiviso in una serie di sub - faglie rettangolari, ognuna delle quali si comporta come una sorgente puntuale (http://www.daveboore.com/software_online.html)*

Le serie temporali delle *subfaults* sono modellate usando l'approccio stocastico di sorgente puntiforme sviluppato da Boore (1983, 2003) approccio reso popolare dal codice di simulazione stocastica SMSIM codice computer (Boore, 2003, 2005).

I *time series* finali simulati *a(t)* si ottengono sommando il contributo di ciascuna cella dell'area di rottura (Fig.34), utilizzando il modello di sorgente puntiforme, con l'aggiunta di un adeguato ritardo temporale rispetto alla nucleazione:

$$a(t) = \sum_{i=1}^{nl} \sum_{j=1}^{nw} a_{ij}(t + \Delta tij) \tag{22}$$

dove *nl* e *nw* sono il numero di *subfaults* lungo la lunghezza e la larghezza del piano di faglia, rispettivamente (*nl* x *nw* = *N*), Δtij è il ritardo temporale relativo all'onda irradiata da una sub – sorgente *ij* per raggiungere il punto di osservazione, a_{ij} rappresenta le serie temporali di ciascuna *subfault* calcolate con il metodo stocastico di sorgente puntiforme di Boore (1983, 2003).
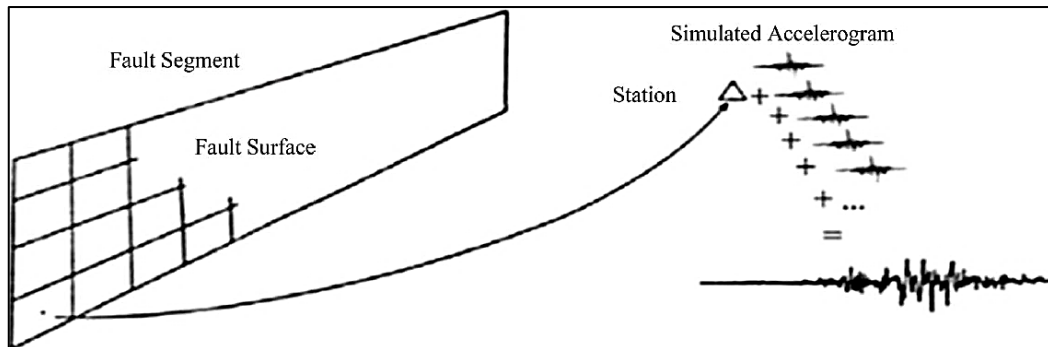
Figura 34: *Illustrazione del time series finale simulato con il modello di faglia - finita. (Amiranlou H. 2016)*

Sia la forma che l'ampiezza dello spettro vengono simulate in funzione dell'entità dell'evento sismico. Lo spettro in accelerazione per una sub - sorgente posta ad una distanza R_{ij} dal punto di osservazione, può essere modellato come sorgente puntiforme di forma ω^2 (Aki, 1967; Brune, 1970; Boore 1983). Nella Fig.35 è possibile notare come la dimensione degli spettri, aventi una magnitudo pari a 6.5 e 7.5, è fortemente determinata dal valore del momento sismico M_0 e dalla frequenza di corner f_0. Nel suo lavoro del 1967, Aki ha indicato che il valore del momento sismico e del cubo della frequenza di corner è costante, supponendo la stessa tipologia di sorgente:

$$M_0 {f_0}^3 = costante \tag{23}$$
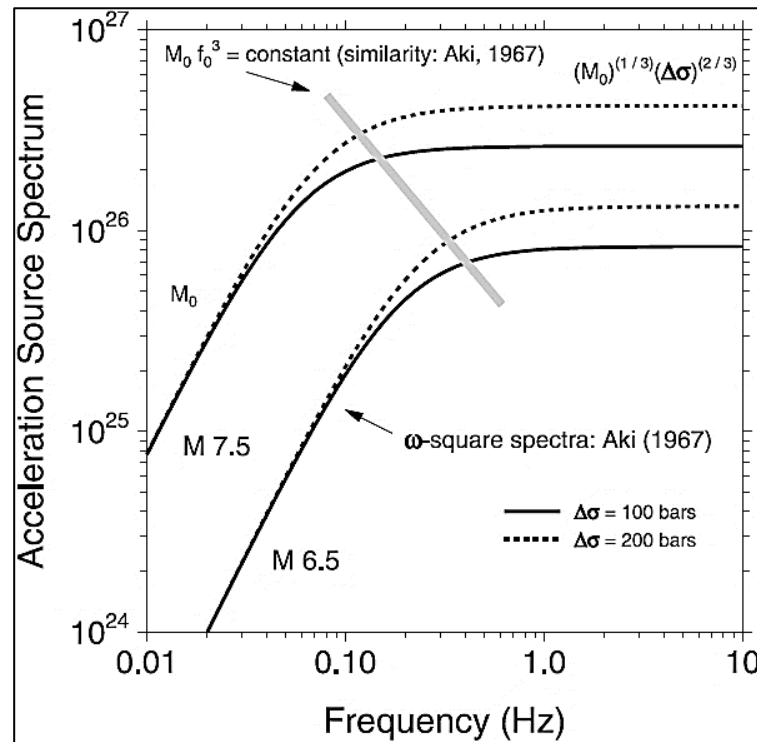
Figura 35*: Modello spettrale ω^2 di Aki (1967): dipendenza della forma dello spettro dal momento sismico e dalla frequenza di corner per medesima tipologia di sorgente, al variare della magnitudo*

Il termine costante, che lega il momento sismico e la frequenza di corner è lo stress drop $\Delta\sigma$ (Brune, 1970; Eshelby, 1957):

$$\Delta\sigma \propto M_0 f_0 \tag{24}$$

Con il termine stress drop, si intende la differenza di sforzo sul piano di faglia prima e dopo la rottura; dipende dalle proprietà fisiche della roccia interessata e dalla loro variazione sul piano. In un recente studio di Moghaddam *et al.* (2008), vengono studiati gli effetti di alcuni parametri di input sugli spettri simulati. Considerando diversi valori del parametro di stress (60, 90 e 120 bars), si nota come le accelerazioni spettrali subiscono un incremento all'aumentare dello stress drop (Fig.36). Naturalmente, questo incremento è meno evidente alle basse frequenze (alti periodi) e considerevole alle alte frequenze (bassi periodi). L'aumento del valore di stress drop, quindi,

comporterà un aumento della frequenza di corner dei moti sismici simulati. Rispetto alla PGA, che può essere misurata in maniera diretta sull'accelerogramma, la misura dello stress drop richiede particolare attenzione dato che la sua misura non è diretta ed è un parametro fondamentale per le simulazioni.

A livello globale, analizzando terremoti di diversa magnitudo, si è visto che i valori del parametro di stress sono compresi tra 0.1 MPa e 100 MPa (1 – 1000 bars) (Fig.47 da Allmann *et al.*, 2009).
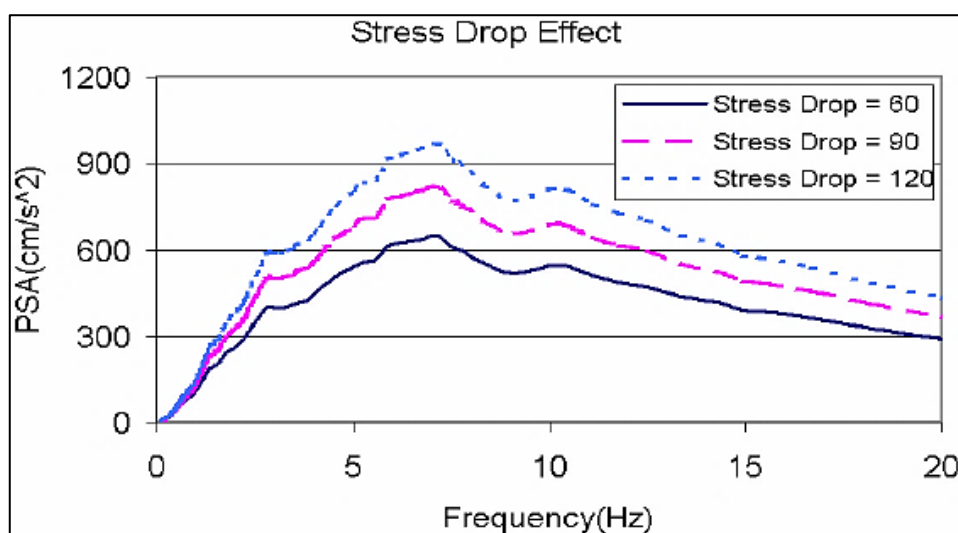
Figura 36: *Variazioni degli spettri simulati per diversi valori di stress drop (Moghaddam* et al.*, 2008)*
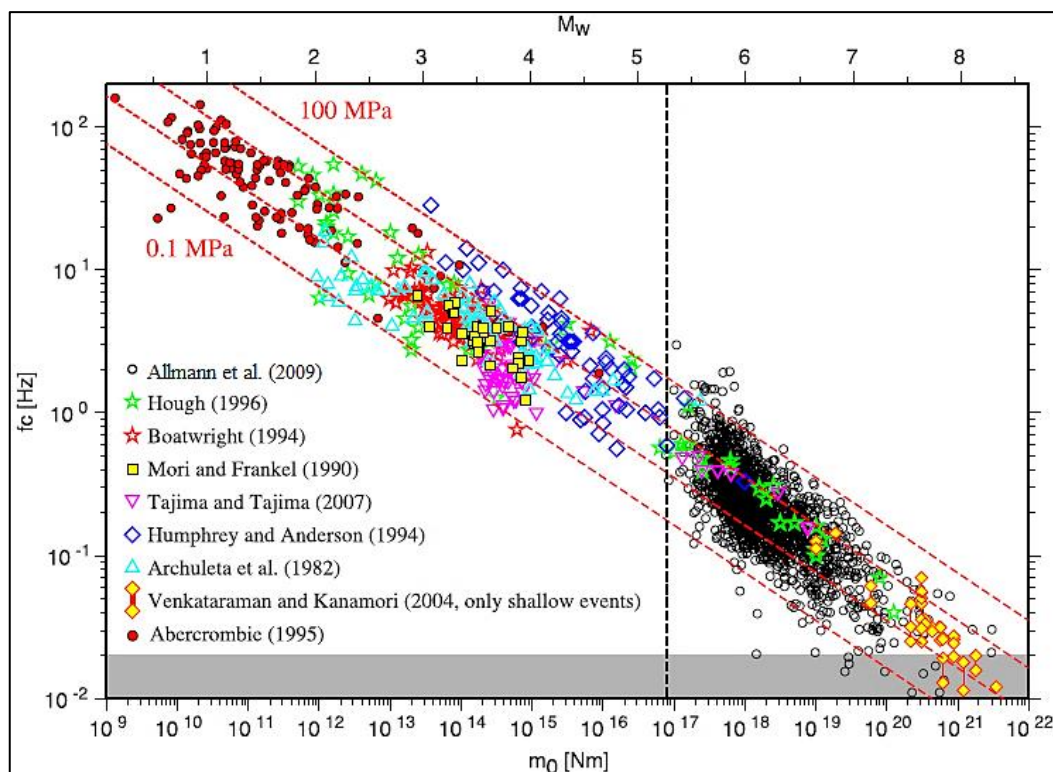
Figura 37: *Frequenza di corner e momento simico di diversi eventi sismici considerati in numerosi studi. Con le linee tratteggiate rosse è possibile individuare una stima del valore minimo e massimo del parametro di stress (Allmann* et al.*, 2009)*

Lo spettro in accelerazione di ciascuna *subfault* $A_{ij}(f)$, viene descritta tramite la seguente equazione:

$$A_{ij}(f) = \left\{ CM_{0ij} \frac{(2\pi f)^2}{[1 + (f_{0ij})^2]} \right\} \left\{ exp\,(-\pi f k) \frac{exp\,(-\pi f R_{ij}/Q\beta)}{R_{ij}} \right\} \quad (25)$$

dove M_{0ij} e f_{0ij} sono rispettivamente il momento sismico e la frequenza di corner.

Il termine esponenziale $-\pi fk$ è un filtro utilizzato per modellare gli effetti *"kappa"* vicino alla superficie: serve a simulare il rapido decadimento spettrale comunemente osservato alle alte frequenze (Anderson and Hough, 1984). Il termine Q è il fattore di qualità che è inversamente proporzionale all'attenuazione anelastica $-\gamma fr$, con β viene indicata la velocità delle onde di taglio. Il momento sismico di ogni sub - sorgente M_{0ij}, è determinato dal rapporto tra il momento sismico totale M_0 ed il numero N delle celle, se le dimensioni di quest'ultime sono identiche:

$$M_{0ij} = \frac{M_0}{N} \quad (26)$$

Nel caso in cui le dimensioni delle *subfaults* non sono uguali, il momento sismico viene espresso considerando una matrice dello *slip weight* S_{ij} delle singole celle rettangolari:

$$M_{0IJ} = \frac{M_0\, S_{ij}}{\sum_{k=1}^{nl} \sum_{i=1}^{nw} S_{kl}} \quad (27)$$

Nell'equazione dello spettro di risposta, il momento sismico viene moltiplicato per un termine costante C, il quale è direttamente proporzionale al pattern di radiazione $R^{\theta\varphi}$ (il valore medio considerato per le onde di taglio è 0.55), all'amplificazione di superficie libera F (2.0) ed alla partizione nelle due componenti orizzontali V (0.71) ed è inversamente proporzionale alla densità ρ espressa in kg/m^3 e alla velocità dell'onda di taglio β in km/s.

$$C = \frac{R^{\theta\varphi} F V}{4\pi\rho\beta^3} \quad (28)$$

Nella versione EXSIM-V3, utilizzata in questo lavoro di tesi, viene implementata la frequenza di corner dinamica.

Sono possibili differenti definizioni della frequenza di corner: originariamente, nell'approccio stocastico con sorgente puntiforme viene definita come inversamente proporzionale alla radice cubica del momento sismico, seguendo il modello di Brune (1970):

$$f_0 = 4.9E \; + \; 6\beta(\Delta\sigma/M_0)^{1/3} \quad (29)$$

dove M_0 è il momento sismico, $\Delta\sigma$ è il parametro di stress espresso in bar e β rappresenta la velocità delle onde di taglio in km/s (Boore, 1983).

Sono state proposte altre espressioni, legando la frequenza di corner alla durata di rottura T dell'evento sismico:

$$f_{0ij} = 0.5/T \text{ (Boatwright and Choy, 1992)} \quad (30)$$

$$f_{0ij} = 0.37/T \text{ (Hough and Dreger, 1995)} \quad (31)$$

In un'altra definizione, viene proposta la dipendenza della frequenza di corner con l'azimuth della direzione della propagazione di rottura θ (Hirasawa and Stauder, 1965):

$$f_{0ij} = 1/T(1 - y \cos\theta) \quad (32)$$

In tutte queste espressioni, la frequenza di corner viene esplicitamente o implicitamente legata all'inverso dell'area di rottura o della durata.

Nella modellazione a faglia – finita l'area di rottura dipende dal tempo: inizialmente è pari a zero ed infine è uguale per l'intera area di rottura della faglia. Pertanto, se la frequenza di corner è inversamente proporzionale all'area di rottura, ne consegue che essa, nell'approccio a faglia – finita, può essere considerata in funzione del tempo: dovrebbe diminuire all'aumentare della durata del segnale. È per questo motivo che in occasione di terremoti di una certa entità, si ha una traslazione dell'intervallo delle frequenze significative verso valori più bassi. Ad ogni istante di tempo, la frequenza di corner dipende dall'area di rottura cumulativa della faglia.

Motazedian e Atkinson (2005) hanno introdotto nella versione EXSIM-V3 (utilizzata in questo lavoro di tesi) il modello dinamico per la frequenza di corner, la quale dipende dal tempo ed è controllata dalla propagazione della rottura; tutto ciò consente di conservare l'energia irradiata alle alte frequenze indipendentemente dalle dimensioni delle celle in cui è suddivisa l'area di rottura.

La frequenza di corner della prima *subfault* f_{011} (vicino all'inizio della rottura) segue il modello di Brune (1970) ed è considerata pari a:

$$f_{011} = 4.9E + 6\beta(\Delta\sigma/M_{011})^{1/3} \quad (33)$$

M_{011} è il momento sismico della cella considerata. La frequenza di corner dinamica della sub – faglia *ij* viene definita come una funzione di $N_R(t)$, il numero cumulativo di rotture delle celle nel tempo t:

$$f_{0ij}(t) = N_R(t)^{-1/3}\, 4.9E + 6\beta(\Delta\sigma/M_{0ave})^{1/3} \quad (34)$$

dove $M_{0ave} = M0/N$ rappresenta il momento sismico medio di ogni sub – sorgente.

Quando la rottura si propaga verso la fine della faglia, il numero delle celle che hanno subito già la rottura aumenta. Ne consegue che la frequenza di corner e lo spettro irradiato diminuiranno. Il concetto di frequenza di corner dinamica porterà ad una riduzione degli spettri delle varie *subfaults* e quindi la loro energia irradiata alle alte frequenze. Per conservare questa energia alle alte frequenze, è stato introdotto in EXSIM-V3 un fattore di scala; se le sub – sorgenti sono identiche lo spettro alle alte frequenze dovrebbe essere uguale per ciascuna di esse. Lo spettro in accelerazione $A_{ij}(f)$ delle singole *subfault ij* viene espresso come:

$$A_{ij}(f) = C\ M_{0ij} H_{ij} (2\pi f)^2 / [1 + (f/f_{0ij})^2] \qquad (35)$$

con H_{ij} è espresso il fattore applicato per il bilancio dell'energia irradiata alle alte frequenze.
Si noti che tutto ciò si tradurrà in una conservazione globale dell'energia, in quanto la maggior parte dell'energia nello spettro, proviene dall'area al di sopra della frequenza di corner. L'energia totale irradiata alle alte frequenze dall'intera faglia è N volte maggiore dell'energia irradiata dalle singole celle. Il fattore H_{ij} è pari a:

$$H_{ij} = (N \Sigma \{ f^2 / [1 + (f/f_0)^2] \} / \Sigma \{ f^2 / [1 + (f/f_{0ij})^2] \}) \qquad (36)$$

Durante la rottura di un piano di faglia, lo scorrimento può verificarsi solo su una parte di essa in qualsiasi momento. Heaton (1990) ha proposto il modello di "auto – guarigione", nel quale la durata dello slip in qualsiasi punto sul piano di faglia è breve. Nella modellazione stocastica è possibile tener conto di questo approccio, considerando solo una parte della faglia che sta pulsando attivamente: le aree attive contribuiscono alla radiazione del segnale sismico mentre le altre zone del piano di faglia sono considerate passive e non produrranno alcun effetto sulla frequenza di corner dinamica. Durante la propagazione della rottura del piano di faglia, aumenteranno le zone attive. Come affermato in precedenza, il numero cumulativo delle celle che si attivano aumentano con il tempo $N_R(t)$. Tale comportamento è controllato mediante un parametro da inserire nel codice di calcolo EXSIM che definisce la percentuale massima di area pulsante attiva: un valore accettabile è considerare al massimo il 50% dell'area della faglia attiva. La percentuale massima di area pulsante influenza la quantità relativa di radiazione alle basse frequenze.

2.3.2 Effetti di propagazione

Come visto in precedenza, il secondo contributo da considerare per sviluppare un segnale sismico sintetico è quello degli effetti di propagazione.
Per la maggior parte delle applicazioni, tali effetti vengono rappresentati con delle funzioni che spiegano l'attenuazione geometrica e l'aumento generale della durata con la distanza dovuta alla propagazione e dispersione delle onde.

Seguendo il modello di Boore (1983), la *path effect P(r,f)* è data dalla seguente equazione:

$$P\ (r,f) = G(r)\ exp\ [-\pi fr/Q(f)\beta] \tag{37}$$

dove β è la velocità delle onde sismiche di taglio, $Q(f)$ è il fattore di qualità e $G(r)$ è l'attenuazione geometrica. Quest'ultimo parametro è rappresentato da una funzione avente una serie di linee spezzate continue:

$$G(r) = \begin{cases} \frac{r_0}{r} & r \le r_1 \\ G(r_1)\ \left(\frac{r_1}{r}\right)^{p1} & r_1 < r < r_2 \\ . & \\ . & \\ G(r_n)\ \left(\frac{r_n}{r}\right)^{pn} & r_n > r \end{cases} \tag{38}$$

Lo smorzamento geometrico riduce l'intero spettro a seconda della distanza dal centro della sub – sorgente al punto di osservazione (*r*). Per inserire tale informazione nell'algoritmo di EXSIM, è necessario riportare il numero di righe ovvero dei segmenti della funzione, i range di distanza dei segmenti in chilometri e gli esponenti ad ogni intervallo di distanza. Tali parametri sono derivati empiricamente e sono specifici per una determinata regione poiché vi sono significative variazioni regionali nella propagazione delle onde crostali e nella loro attenuazione anelastica (Drouet *et al.* 2010).

Il modello più semplice è quello di specificare r^{-1} su tutte le distanze, che corrisponde alla diffusione delle onde di corpo che si diffondono in uno spazio uniforme. Un altro modello comune è attribuire r^{-1} fino ad una distanza di transizione (ad es. 50 km) e $r^{-0.5}$ per distanze maggiori; l'esponente più piccolo a distanze maggiori rappresenta la diffusione delle onde di superficie. Ci sono diversi documenti pubblicati nei quali sono stati calcolati tali parametri in diverse regioni del mondo: zona appenninica, Pacor *et al.* (2006), Malagnini *et al.* (2000a, 2008, 2011), Malagnini ed Herrmann (2000); Alpi orientali, Malagnini *et al.* (2002); Alpi Occidentali, Morasca et al. (2006); Sicilia Orientale, Scognamiglio *et al.* (2005); Europa, Edwards e Fah (2013a), Malagnini *et al.* (2000b); Taiwan, D'amico *et al.* (2012); San Francisco BayArea, Malagnini *et al.* (2007), India bacino di Kachchh, Bodin *et al.* (2004); Turchia, Akinci *et al.* (2001,2006,2013,2014), Kurtulmus e Akyol (2013), Askan *et al* (2014); Svizzera, Bay *et al.* (2003); California Meridionale, Raoof *et al.* (1999); Grecia, Margaris e Boore (1998), Hatzidimitrou (1995) Polatidis *et al.* (2003); Israele, Meirova *et al.* (2008).

Il parametro dell'attenuazione anelastica è dipendente dalla frequenza dello spettro della sub – sorgente espresso come $-\gamma fr$. Come per l'attenuazione geometrica, anche quella anelastica viene

descritta da una funzione avente una serie di linee spezzate continue. L'attenuazione anelastica è inversamente proporzionale al fattore di qualità *Q(f)*, il quale viene generalmente considerato pari a:

$$Q(f) = Q_0 f^{\eta} \tag{39}$$

Il fattore di qualità iniziale Q_0 e l'esponente η sono valori di input da inserire nell'algoritmo di EXSIM, vengono determinati in modo empirico per diverse aree di studio considerate.
Nel lavoro precedentemente nominato di Moghaddam *et al.* (2008), vengono considerati diversi valori del parametro del fattore di qualità (120, 180 e 240): mantenendo costanti gli altri parametri si nota come le accelerazioni spettrali subiscono un incremento all'aumentare del *quality factor* (Fig.38). Il principale effetto del fattore qualità sull'accelerazione spettrale è nelle alte frequenze. Per studiare gli effetti del parametro esponenziale η, hanno attribuito i seguenti valori 0.2, 0.45 e 0.7.
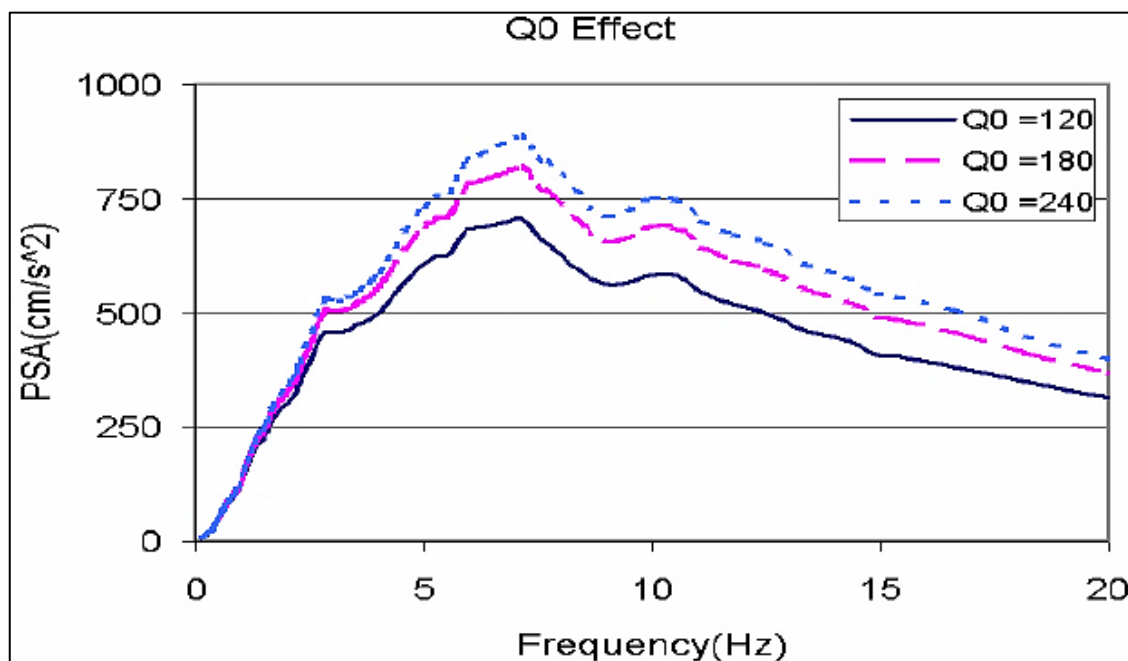
Figura 38: *Variazioni degli spettri simulati per diversi valori del fattore di qualità (Moghaddam* et al.*, 2008)*

Nella Fig.39, si nota che le accelerazioni spettrali non subiscono grandi variazioni alle basse frequenze; tuttavia subiscono un notevole incremento alle alte frequenze con l'aumento dei valori di η.
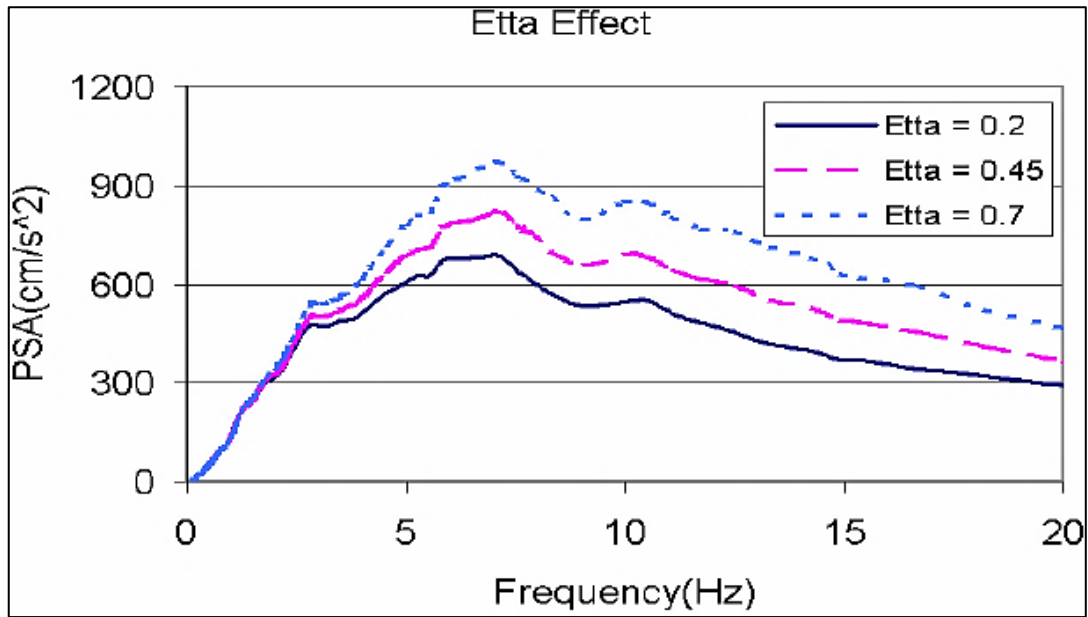
Figura 39: *Variazioni degli spettri simulati per diversi valori del parametro* η *(Moghaddam* et al.*, 2008)*

La durata di un moto sismico, come originariamente formulato (Hanks e McGuire, 1981; Boore, 1983) era semplicemente data come l'inverso della frequenza di corner. Questo implicava che la durata, a tutte le distanze, erano le stesse, anche alla sorgente. Herrmann (1985) ha riconosciuto che la durata è funzione della distanza dalla sorgente: la durata aumenta con la distanza a causa di una serie di motivi, tra cui i diversi tempi di arrivo delle onde che viaggiano a velocità diverse, scattering, riflessioni in corrispondenza delle interfacce, intrappolamento di onde all'interno di bacini sedimentari. Herrmann (1985) ha proposto che la durata totale (D_T) è data dalla somma della durata alla sorgente (D_S) e della *path duration* (D_P); quest'ultima rappresenta il prolungamento del movimento dovuto alla propagazione delle onde e agli effetti di dispersione.

$$D_T = D_S + D_p \tag{40}$$

La durata alla sorgente di ogni evento sismico non è un'informazione facile da reperire, per questo motivo si effettua una stima basata su uno studio di Atkinson e Silva (2000):

$$D_S = 0.5/f_0 \tag{41}$$

Per inserire tale informazione in EXSIM, è necessario riportare in due colonne i valori ottenuti da studi empirici delle distanze e dei corrispettivi valori della *path duration*, il numero di righe totali dei precedenti valori e la pendenza dell'ultimo segmento.

Nello script di EXSIM, oltre ad inserire i parametri richiesti, vengono richiamati una serie di file *.txt*, tra questi il file relativo all'amplificazione crostale (partendo da un modello crostale stratificato 1D) e all'amplificazione di sito.

Il file convenzionalmente denominato *crustal_amps_sample.txt* è costituito da due colonne: nella prima sono riportati i valori della frequenza, nella seconda quelli dell'amplificazione. Tali amplificazioni crostali spiegano l'aumento dell'ampiezza delle onde di taglio durante la loro propagazione dalla sorgente alla superficie terrestre.

2.3.3 Effetti di sito

È conveniente separare gli effetti di sito da quelli di propagazione delle onde poiché gli effetti locali sono ampiamente indipendenti dalla distanza percorsa dalla sorgente.

L'alterazione dello strato di roccia nei primi metri al di sotto della superficie è una delle cause dell'amplificazione del moto sismico dovuto alle condizioni di sito. Per simulare ciò, anche in questo caso nell'algoritmo è necessario inserire i valori della frequenza e dell'amplificazione ad essa associata, in base alla categoria di sottosuolo che si considera.

Nell'algoritmo, per modellare la risposta al sito, si tiene conto anche di un altro parametro dipendente dalla frequenza *D(f)* che permette di simulare il rapido decadimento spettrale comunemente osservato alle alte frequenze. In EXSIM può essere espresso mediante uno dei seguenti filtri determinati in maniera empirica e specifici di una determinata regione: *k0* o *fmax*.

Gli effetti *"kappa"* sono stati formulati da Anderson e Hough (1984):

$$D(f) = exp\ (-\pi f k_0) \qquad (42)$$

Il filtro per la frequenza massima espressa da Hanks (1982) è pari a:

$$D(f) = [1+(f/fmax)^8]^{-1/2} \qquad (43)$$

Nel lavoro di Moghaddam *et al.* (2008), per studiare gli effetti *"kappa"* sullo spettro in accelerazione, vengono considerati diversi valori di *k0* (0.03, 0.05, 0.07). Rispetto ai precedenti parametri valutati in questo studio, all'aumentare del valore di *k0* si ha un decremento dell'accelerazione spettrale (Fig.40).
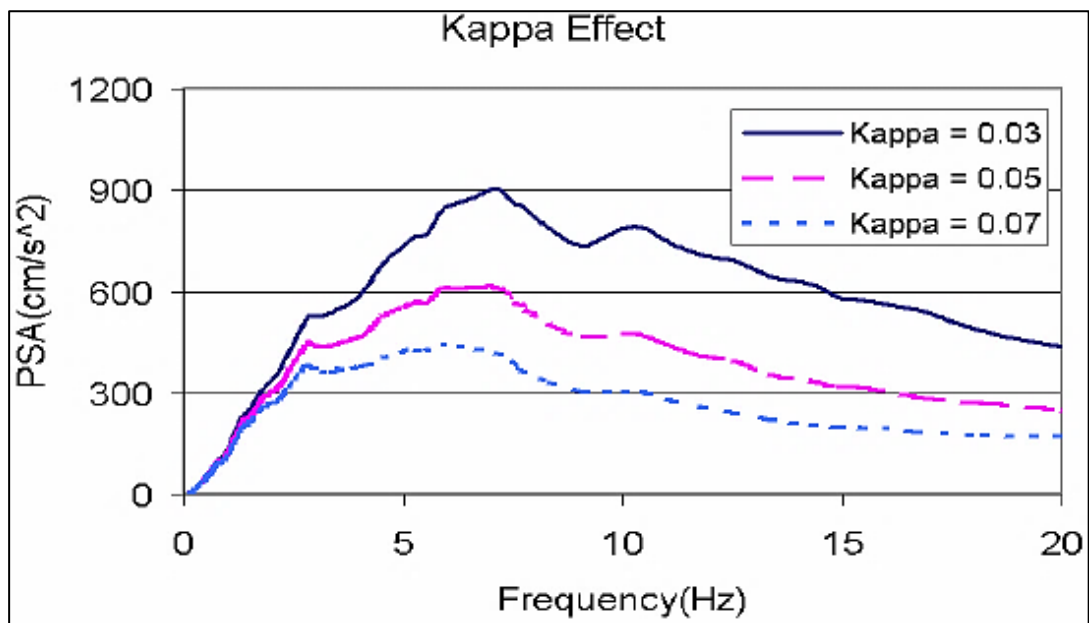
Figura 40: *Variazioni degli spettri simulati per diversi valori del parametro k0 (Moghaddam et al., 2008)*

2.3.4 Parametri strumentali

In EXSIM è possibile specificare alcuni aspetti di carattere strumentale.

Si può determinare il *delta t* ovvero il passo di campionamento dell'accelerogramma e lo smorzamento dello spettro di risposta ξ. È conveniente settare l'accelerogramma sintetico con il medesimo passo di campionamento dell'accelerogramma naturale e specificare la stessa percentuale di smorzamento dello spettro registrato per effettuare dei confronti più adeguati.

3. CASO DI STUDIO: CASANOVA, CORTINO (TE)

3.1 Inquadramento geografico e geomorfologico

Cortino è un comune italiano (codice ISTAT 067022), situato in Provincia di Teramo ed è nato come comune tra il 1813 e il 1816, durante il decennio napoleonico nell'ambito del progetto di riordino delle circoscrizioni territoriali del Regno. Ha una superficie di 62.95 km^2 ed un'altitudine pari a 982 m. s.l.m (Fig.41).

Figura 41: *Inquadramento geografico di Cortino (https://it.wikipedia.org/wiki/Cortino)*

Le cartografie di riferimento per il comune di Cortino sono:

- Foglio 349 *"Gran Sasso D'Italia"* della Carta topografica d'Italia serie 50 dell'IGM;
- Tavoletta 338 Est e 338 Ovest del Database Territoriale Regionale Abruzzo (D.B.T.R.) in scala 1:25.000 (Edizione 2007) (Fig.42);
- Fogli n°139 Quadrante I, n°133 Quadrante III, n°140 Quadrante IV della carta topografica IGM 1:25.000 - Regione Abruzzo.
- Sezioni 338102, 338112, 338113, 338131, 338132, 338141, 338142, 338143, 338144, 338151, 338152, 338153, 338154, 338163, 338164 in scala 1:5.000 della Carta Tecnica della Regione Abruzzo (Fig.43).

Il territorio comunale è composto da ben diciannove piccole frazioni: Agnova, Altovia, Caiano, Casale, Casagreca, Casanova, Collegilesco, Comignano, Cunetta, Elce, Faieto, Lame, Macchiatornella, Padula, Pagliaroli, Paino Fiumata, Pezzelle, Servillo, Vernesca.

Le analisi di risposta sismica locale bidimensionale sono state effettuate nella frazione di Casanova.
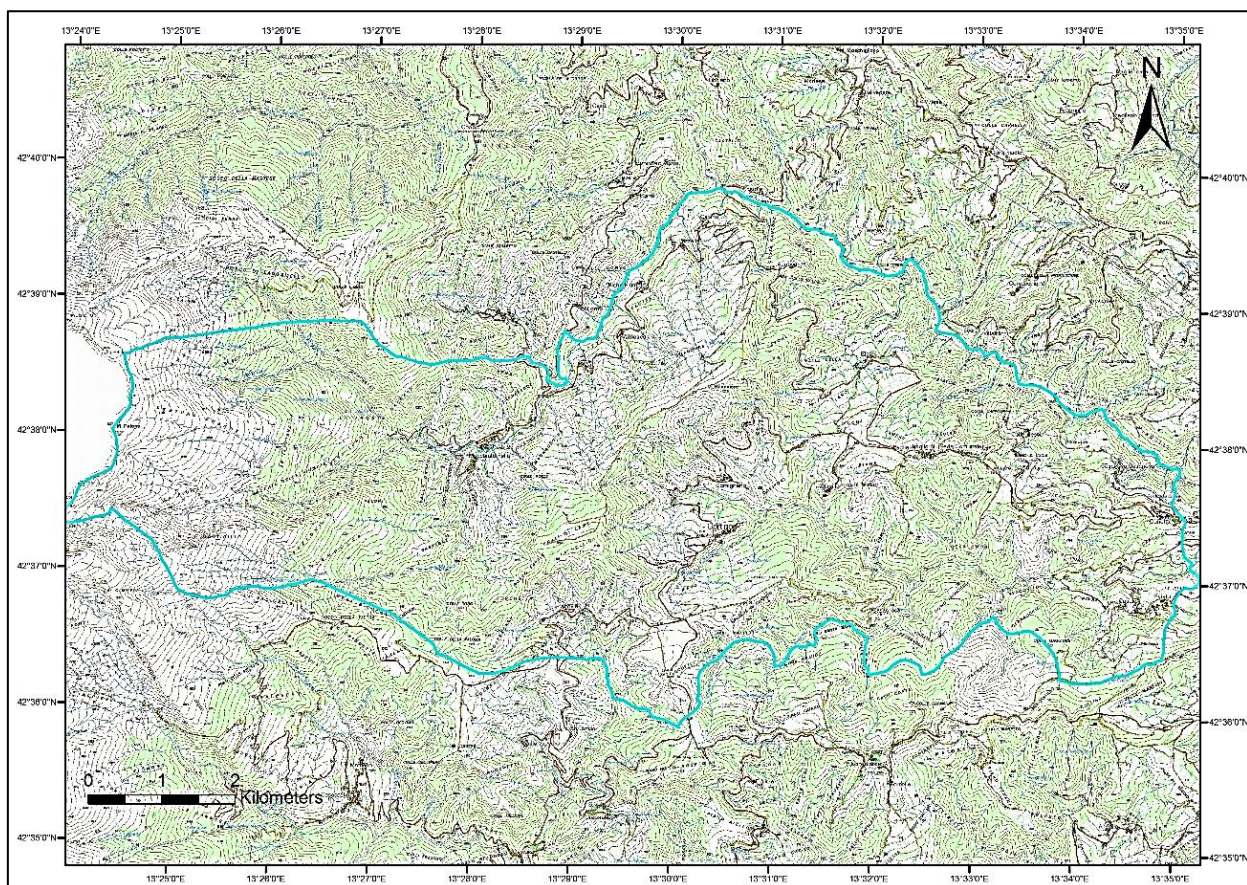
Figura 42: *Tavolette 338 Est e 338 Ovest del Database Territoriale Regionale Abruzzo in scala 1:25.000 - Edizione 2007 (http://opendata.regione.abruzzo.it/content/dbtr-regione-abruzzo-scala-125000-edizione-2007-formato-ecw). La linea celeste delimita l'area del une di Cortino. La mappa è stata realizzata tramite il software ArcMap 10.2.2.*
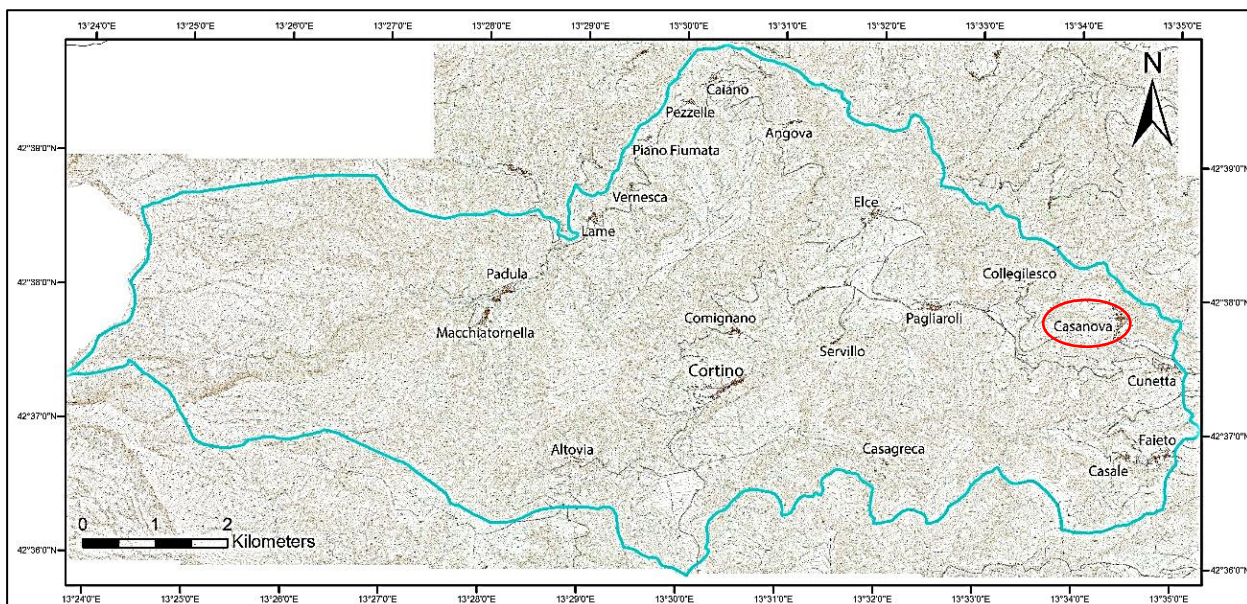
Figura 43: *Sezioni della CTR Abruzzo in scala 1:5.000 (http://opendata.regione.abruzzo.it/content/dbtr-regione-abruzzo-scala-15000-edizione-2007-formato-ecw). La linea celeste delimita l'area del comune di Cortino; le scritte in nero identificano le 19 frazioni e con il cerchio rosso viene individuata la frazione di interesse Casanova. La mappa è stata realizzata tramite il software ArcMap 10.2.2*

I comuni limitrofi sono (Fig.44): Amatrice (RI), Crognaleto, Montorio al Vomano, Rocca Santa Maria, Teramo e Torricella Sicura.
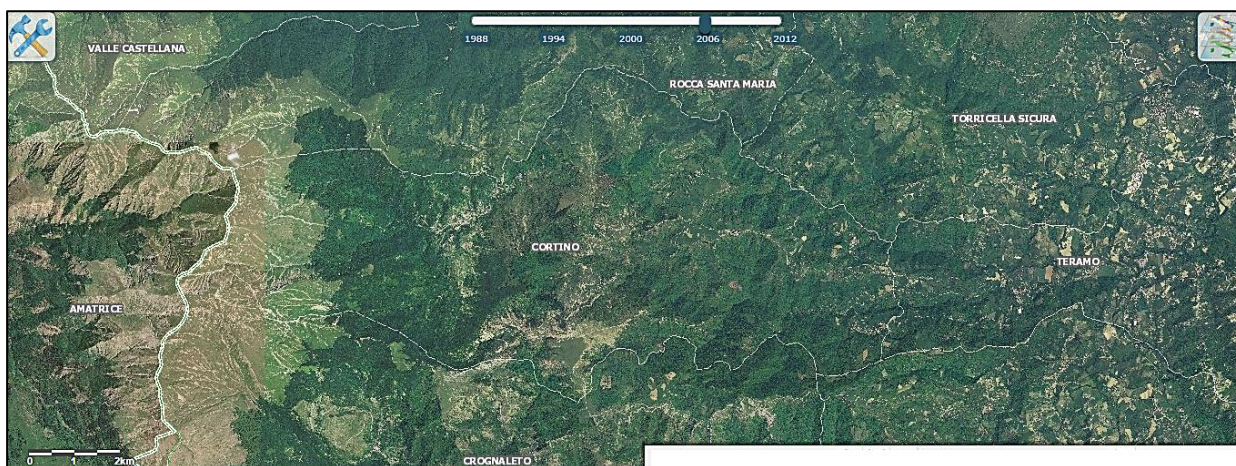
Figura 44: *Comuni confinanti al territorio di Cortino (http://www.pcn.minambiente.it/viewer/)*

Dal punto di vista geografico, l'area considerata comprende la porzione medio alta del bacino idrografico del fiume Tordino e fa parte della zona settentrionale dell'Appennino Abruzzese. I limiti geografici settentrionali, meridionali ed occidentali sono costituiti dalla linea dello spartiacque idrografico, con l'esclusione della zona delimitata a NE; il limite orientale coincide con il bordo del Foglio 140, quadrante IV della sopra citata carta topografica dell'IGM. Il territorio di Cortino, inoltre, rientra nel perimetro del Parco nazionale Gran Sasso-Monti della Laga: a ovest, quasi a far da barriera, vi è la maestosa e rotondeggiante catena dei Monti della Laga.

Il bacino idrografico si sviluppa su un'area planimetrica di circa 448,49 km^2 (Fig.45), presentando una forma stretta ed allungata proiettata in direzione E-W. Il fiume ha origine alle pendici del Monte Gorzano (quota 2.458 m.) che rappresenta la quota più elevata dei Monti della Laga (Fig.46) e il Monte Pelone (quota 2230 m.), nel territorio del comune di Cortino. Dopo aver percorso circa 55 km, il Tordino sfocia nel mare Adriatico nei pressi del centro abitato di Giulianova. Lo spartiacque tocca le quote più elevate nel settore occidentale, in corrispondenza delle cime principali che danno vita al fiume stesso. Alle pendici di queste vette presenta una strozzatura che caratterizza la forma dell'intero bacino idrografico. Da qui in poi si estende verso E mantenendo un andamento sub-parallelo fra la linea di spartiacque settentrionale e quella meridionale fino a raggiungere la sua ampiezza massima e poi subire un nuovo restringimento, questa volta meno accentuato nei pressi di Teramo (a Sud) e Campli (a Nord). La quota dei rilievi che costituiscono lo spartiacque meridionale, decresce quasi regolarmente proseguendo da W verso E: il paesaggio fisico si presenta vario, caratterizzato da forti asperità e da elevate pendenze nella zona più interna con valli strette ed incassate, da una morfologia prevalentemente collinare nella parte pedemontana, fino a raggiungere la piana alluvionale terrazzata ad andamento sub pianeggiante nella fascia costiera. Inoltre, la litologia del substrato poco permeabile, fa sì che l'intera area sia caratterizzata da una ricchezza di acque superficiali e sorgenti fuori dal comune, tali da distinguere

l'intera zona come uno degli ambienti naturali montani più interessanti ed incontaminati dell'Abruzzo.
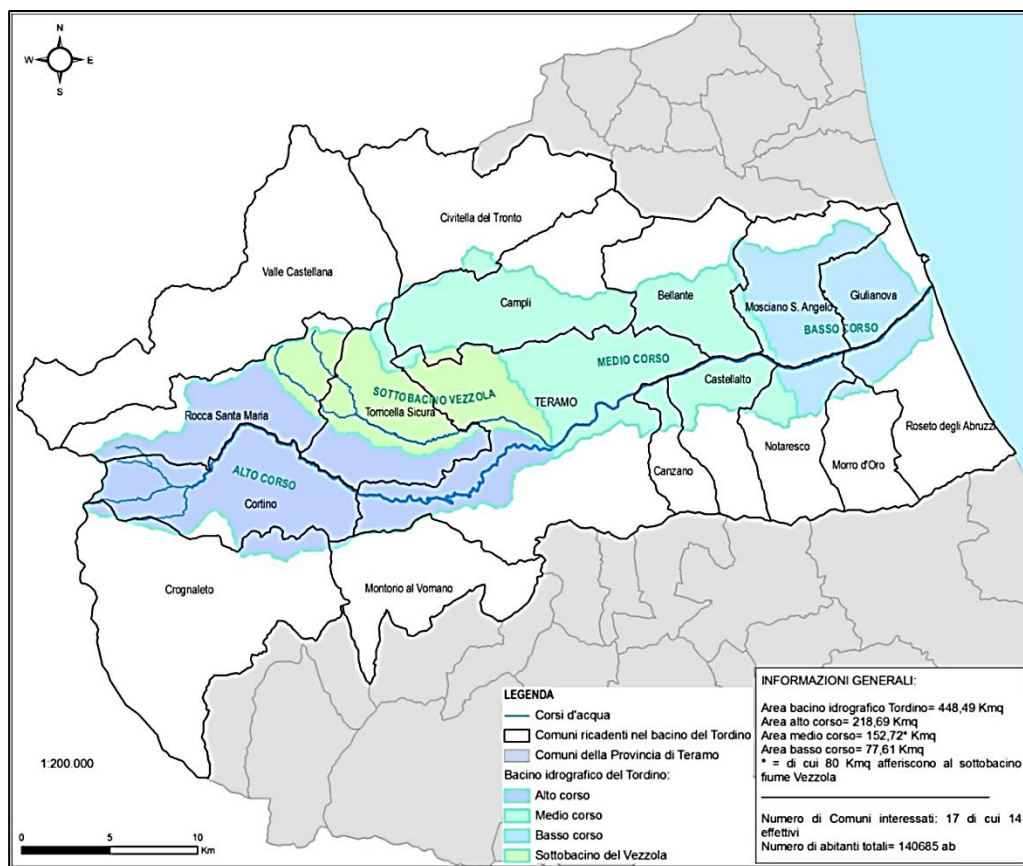
Figura 45: *Bacino idrografico del fiume Tordino del Progetto ERCIP*
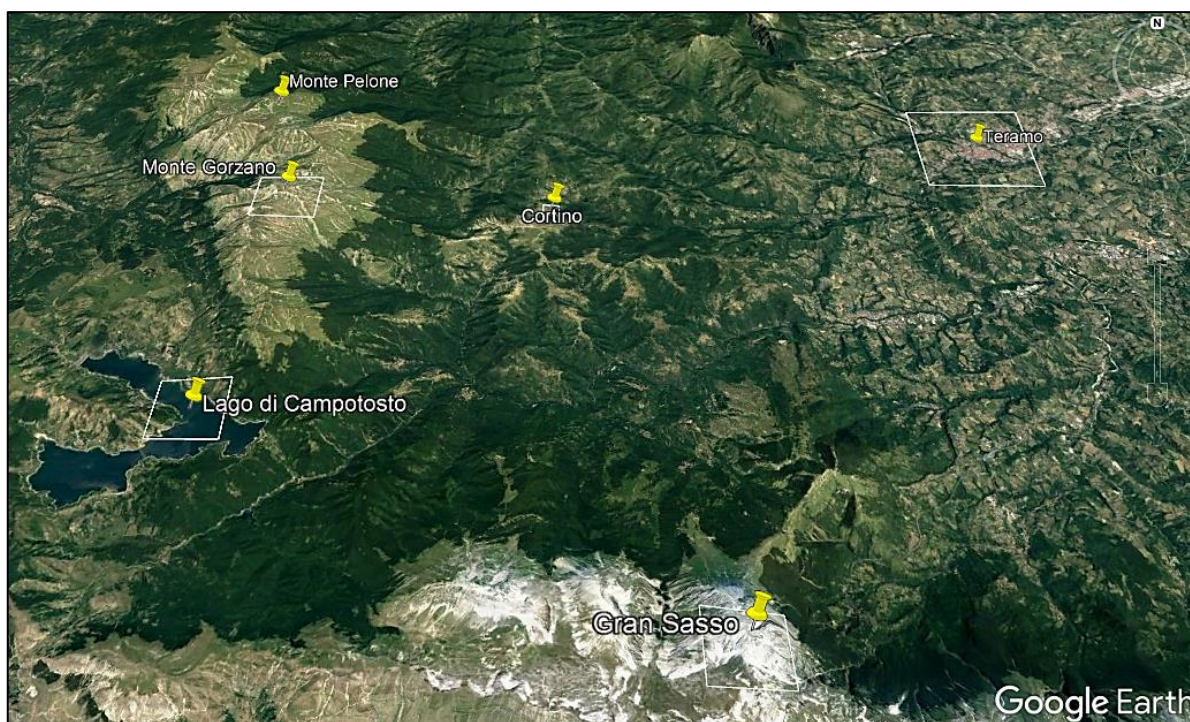
Figura 46: *Immagine tratta da Google Earth dell'area di Cortino con ubicazione del Monte Gorzano, Monte Pilone, Gran Sasso, Lago di Campotosto e Teramo*

Il comune di Cortino fa parte dell'*Autorità di Bacino Regionale ed Interregionale del Fiume Sangro*. La Carta della Pericolosità in scala 1:25.000, Fogli 338 Est e 338 Ovest (Fig.47), allegata al Piano Stralcio di Bacino per l'Assetto Idrogeologico dei Bacini di Rilievo Regionale Abruzzesi "Fenomeni gravitativi e processi erosivi", è stata ottenuta dalla sovrapposizione dei dati contenuti nella Carta dell'Acclività, nella Carta Geolitologica, nella Carta Geomorfologica e nella Carta Inventario dei fenomeni Franosi ed Erosivi. Questo elaborato cartografico, pertanto, fornisce una distribuzione territoriale delle aree esposte a processi di dinamica geomorfologica ordinate secondo classi a gravosità crescente. In particolare, sono state distinte le seguenti categorie:

- pericolosità moderata - P1: aree interessate da dissesti con possibilità di riattivazione;
- pericolosità elevata - P2: aree interessate da dissesti con alta possibilità di riattivazione;
- pericolosità molto elevata - P3: aree interessate da dissesti in attività o riattivati stagionalmente;

Una quarta classe, PS, individua le situazioni di instabilità geomorfologica connesse agli orli di scarpata di origine erosiva e strutturale. (http://autoritabacini.regione.abruzzo.it/index.php/carta-delle-pericolosita-pai).

La Carta delle Aree a Rischio in scala 1:25.000, Fogli 338 Est e 338 Ovest (Fig.48), allegata al Piano Stralcio di Bacino per l'Assetto Idrogeologico dei Bacini di Rilievo Regionale Abruzzesi "Fenomeni gravitativi e processi erosivi", è stata ottenuta dall'intersezione degli strati informativi contenuti nella Carta della Pericolosità con quelli riportati nella Carta degli Insediamenti Urbani e Infrastrutturali, considerando pertanto la pericolosità ed il valore degli elementi a rischio contraddistinti in base al loro valore relativo. Le diverse situazioni di rischio così individuate sono state, pertanto, aggregate in quattro classi di rischio, a gravosità crescente, alle quali sono state attribuite le seguenti definizioni:

- moderato R1: per il quale i danni sociali ed economici sono marginali;
- medio R2: per i quali sono possibili danni minori agli edifici e alle infrastrutture che non pregiudicano l'incolumità delle persone, l'agibilità degli edifici e la funzionalità delle attività economiche;
- elevato R3: per il quale sono possibili problemi per l'incolumità delle persone, danni funzionali agli edifici e alle infrastrutture con conseguente inagibilità degli stessi, l'interruzione di funzionalità delle attività socio - economiche;
- molto elevato R4: per il quale sono possibili le perdite delle vite umane e lesioni gravi agli edifici e alle infrastrutture, la distruzione di attività socio - economiche.
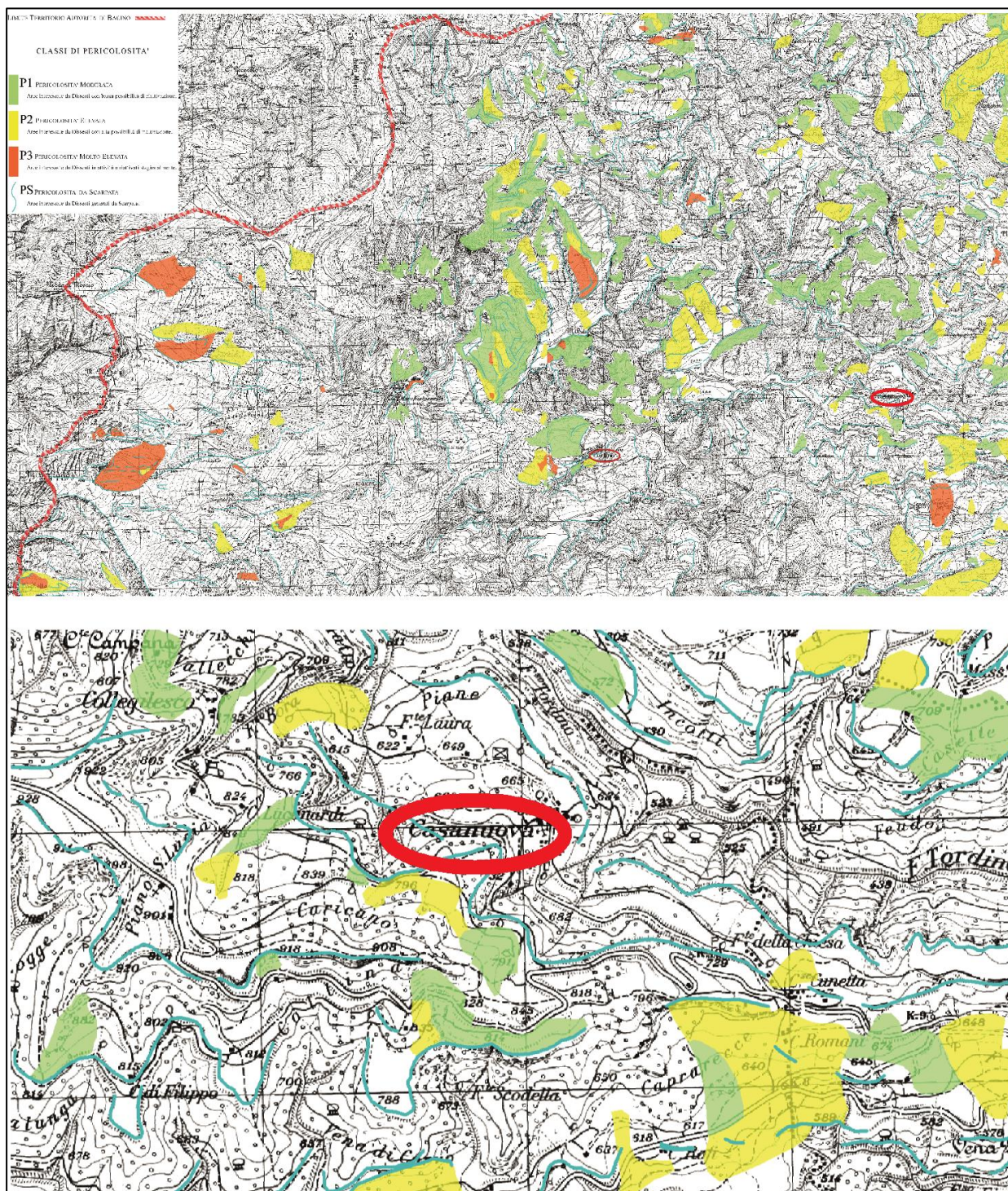
Figura 47: *Carta della pericolosità fornita dall'Autorità di Bacino Regionale ed Interregionale del Sangro. Con il cerchio rosso sono evidenziati il territorio di Cortino e Casanova. In basso uno zoom sulla frazione di interesse (modificato da http://autoritabacini.regione.abruzzo.it/index.php/carta-delle-pericolosita-pai)*
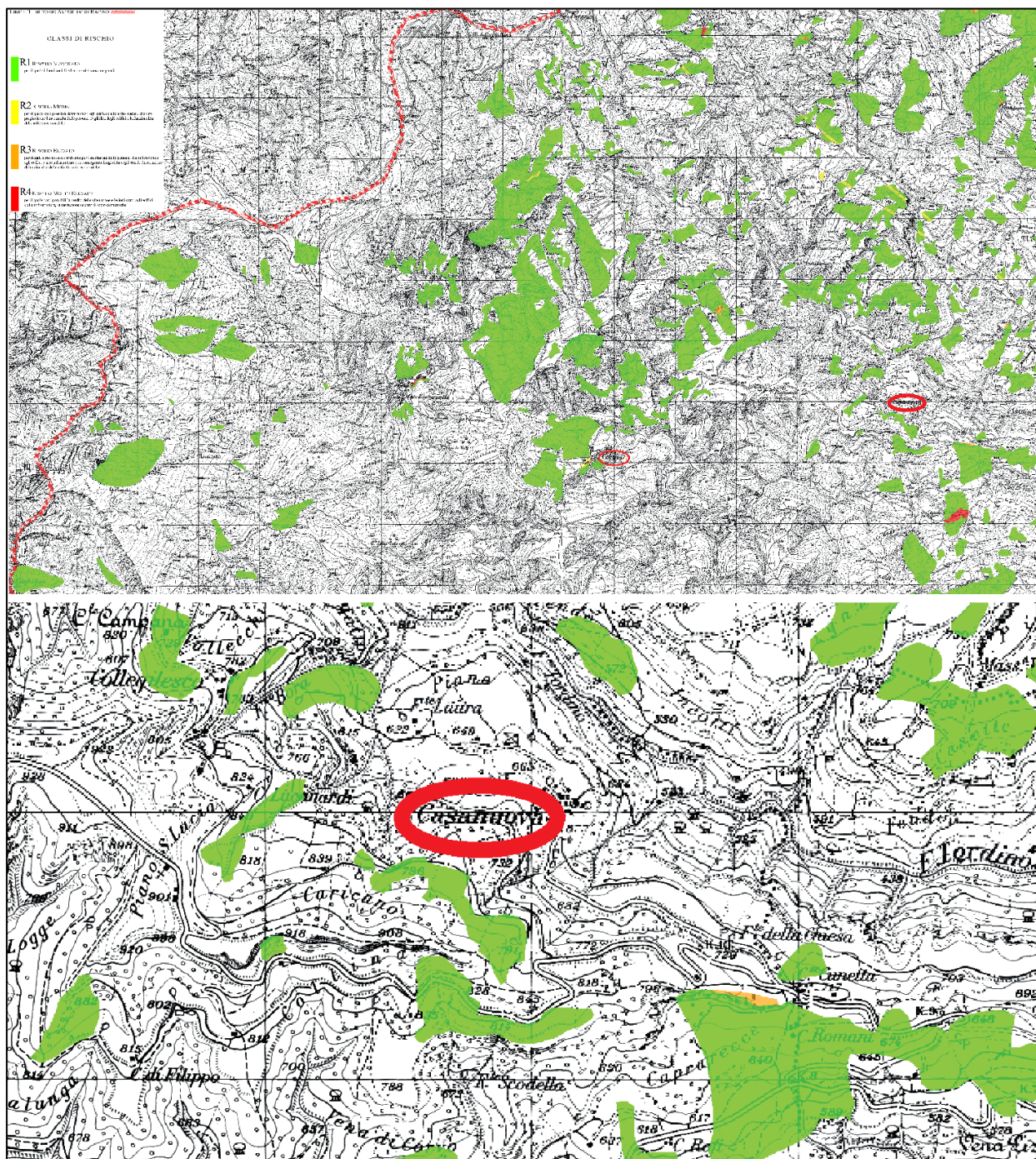
Figura 48: *Carta delle aree a rischio dell'Autorità di Bacino Regionale ed Interregionale del Sangro. Con il cerchio rosso sono evidenziati il territorio di Cortino e Casanova. In basso uno zoom sulla frazione di interesse (modificato da* *http://autoritabacini.regione.abruzzo.it/index.php/carta-delle-aree-a-rischio-pai).*

La distribuzione territoriale delle aree a diverso grado di Rischio rappresenta la base per definire le scelte operative finalizzate al perseguimento degli obiettivi di una pianificazione (http://autoritabacini.regione.abruzzo.it/index.php/carta-delle-aree-a-rischio-pai).

Consultando entrambe le carte, si possono effettuare alcune considerazioni: la maggior parte del territorio di Cortino ha un rischio moderato (R1 in verde) ad eccezione di alcune aree nelle frazioni di Macchiatornella e Faieto che presentano un rischio ed una pericolosità molto elevata (R4 e P3 in rosso), Elce e Cortino con rischio elevato (R3 con colore arancione) ed infine un'area a rischio medio a Cortino (R2 in giallo). Vi sono altre zone ad elevata pericolosità: ad ovest dove non sono presenti centri abitati, ad ovest di Cortino e a nord del Monte Bilanciere. La pericolosità da scarpata è diffusa su tutto il territorio considerato.
Il territorio di Casanova presenta zone a rischio moderato (R1) e sul versante a sud – ovest è delimitata un'area a pericolosità moderata (P2).

Dalla carta della pericolosità idrogeologica (Fig.49) tratta dal *Geoportale Nazionale* (http://www.pcn.minambiente.it/mattm/geoportale-nazionale/), in confronto alla precedente valutazione, si nota un aumento delle aree classificate a pericolosità molto elevata da frana. Sul versante a sud – ovest del territorio di Casanova sono riportate delle aree a pericolosità da frana elevata (in rosso) e media (in arancione).
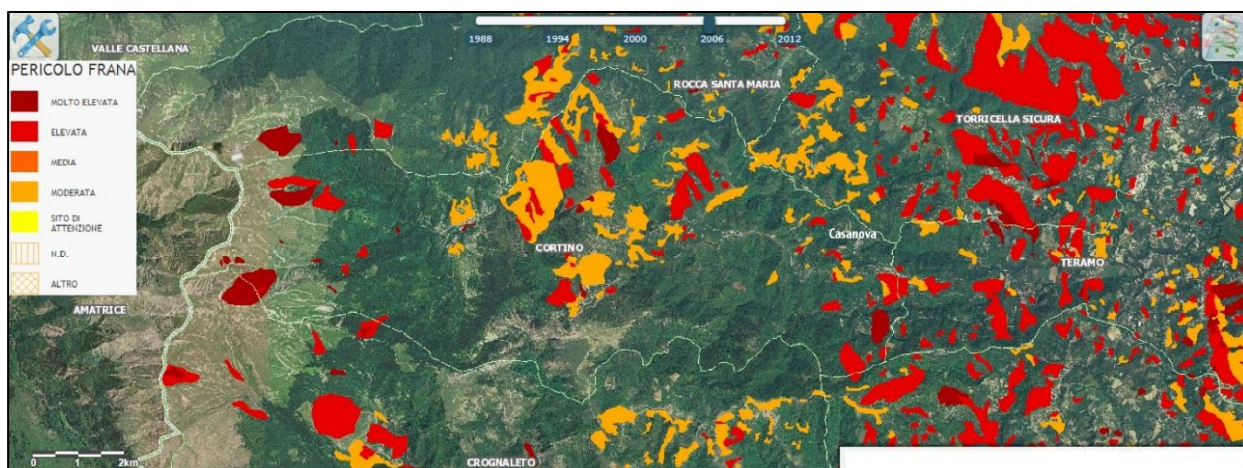
Figura 49: *Carta della pericolosità idrogeologia da frana tratta dal Geoportale Nazionale (http://www.pcn.minambiente.it/mattm/geoportale-nazionale/)*

L'inventario dei fenomeni franosi del Progetto IFFI (Fig.50), rispetto alle carte del PAI e del Geoportale Nazionale, individua un'ulteriore area a sud – est del territorio di Casanova con tipologie di frane da colamento.
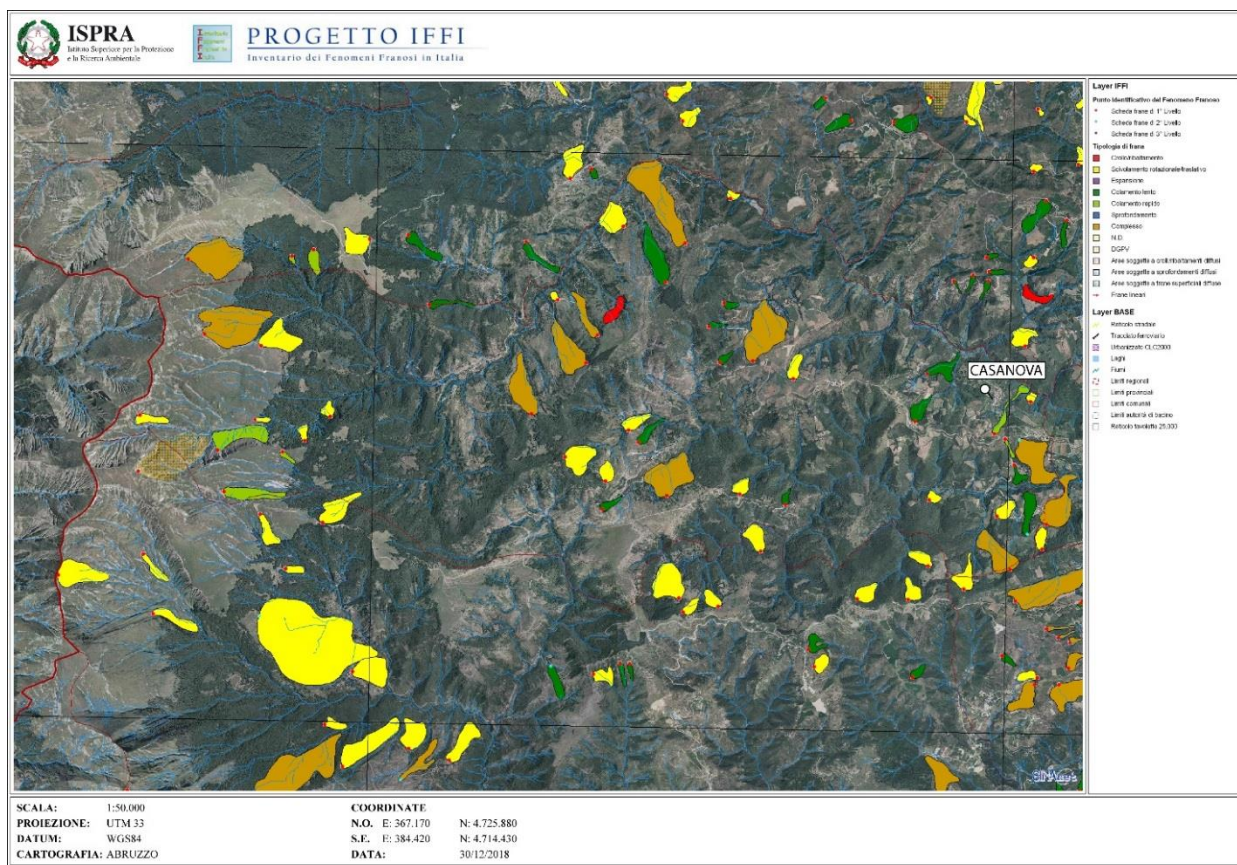
Figura 50:*Inventario dei fenomeni franosi del Progetto IFFI (http://193.206.192.136/cartanetiffi/carto3.asp?cat=2&lang=IT#)*

3.2 Inquadramento geologico

3.2.1 Inquadramento geologico regionale

Nel contesto geologico regionale, l'area esaminata, ricade nella porzione centro meridionale della catena Appenninica, al *footwall* del *thrust* noto in letteratura come *thrust* dei Monti Sibillini ed all'interno del Bacino della Laga.

Nel settore dell'Appennino centrale si assiste alla progressiva transizione, da sud verso nord, da aree caratterizzate da successioni meso-cenozoiche di "Piattaforma carbonatica laziale-abruzzese" a coeve successioni di "Bacino pelagico umbro-marchigiano" (Fig.51). I differenti domini paleogeografici si sono formati ed evoluti su una crosta continentale africana, a partire dalla fase tettonica estensionale del Triassico superiore-Giurassico inferiore che ha determinato la separazione fra le aree subsidenti di bacino e quelle di piattaforma carbonatica. La tettonica sin - sedimentaria è proseguita anche successivamente, fino al Paleogene, favorendo il persistere delle condizioni deposizionali precedentemente delineate ma anche determinando variazioni deposizionali all'interno dei singoli domini.

L'edificio appenninico, come diversi autori descrivono, è riconducibile ad un sistema *fold and thrust belt* (Carmignani e Kligfield,1990) generato dalla rotazione antioraria susseguente all'interazione dei blocchi continentali Sardo - Corso ed adriatico, avutasi dopo la chiusura dell'interposto oceano ligure.

A partire dal Miocene, l'Appennino centrale è stato caratterizzato da una tettonica compressiva: tutto il sistema catena-avanfossa ha subito una migrazione in direzione dell'avampaese, ossia verso i quadranti orientali (Boccaletti et al.,1990), con la formazione di sistemi a pieghe e sovrascorrimenti a prevalente direzione NW-SE e generale direzione di trasporto verso NE.

Fra le principali strutture formatesi in questo contesto, ascrivibili a *thrust* di importanza regionale, troviamo i Monti Sibillini ed il Gran Sasso. Facendo riferimento in particolare alla struttura del Gran Sasso, si può aggiungere che questa si realizza attraverso deformazioni a pieghe con vergenza NE (Adamoli 1992, Vezzani e Ghisetti, 1994) evidenziando l'intera successione, costituita da rocce carbonatiche di età compresa dal Triassico al Miocene appartenenti all'antica piattaforma carbonatica laziale-abruzzese. I Monti Sibillini a loro volta sono costituiti da litologie carbonatiche di età Mesozoica accumulatisi nel bacino umbro - marchigiano. Nel Messiniano, in corrispondenza dei citati lineamenti, si forma il bacino satellite della Laga, che ha come limite meridionale il *thrust* del Gran Sasso mentre ad Ovest quello dei M.ti Sibillini ed è posto all'*hanging wall* di un altro

sovrascorrimento noto in letteratura come *thrust* di Teramo, come mostrato nella sezione geologica della Fig.51.
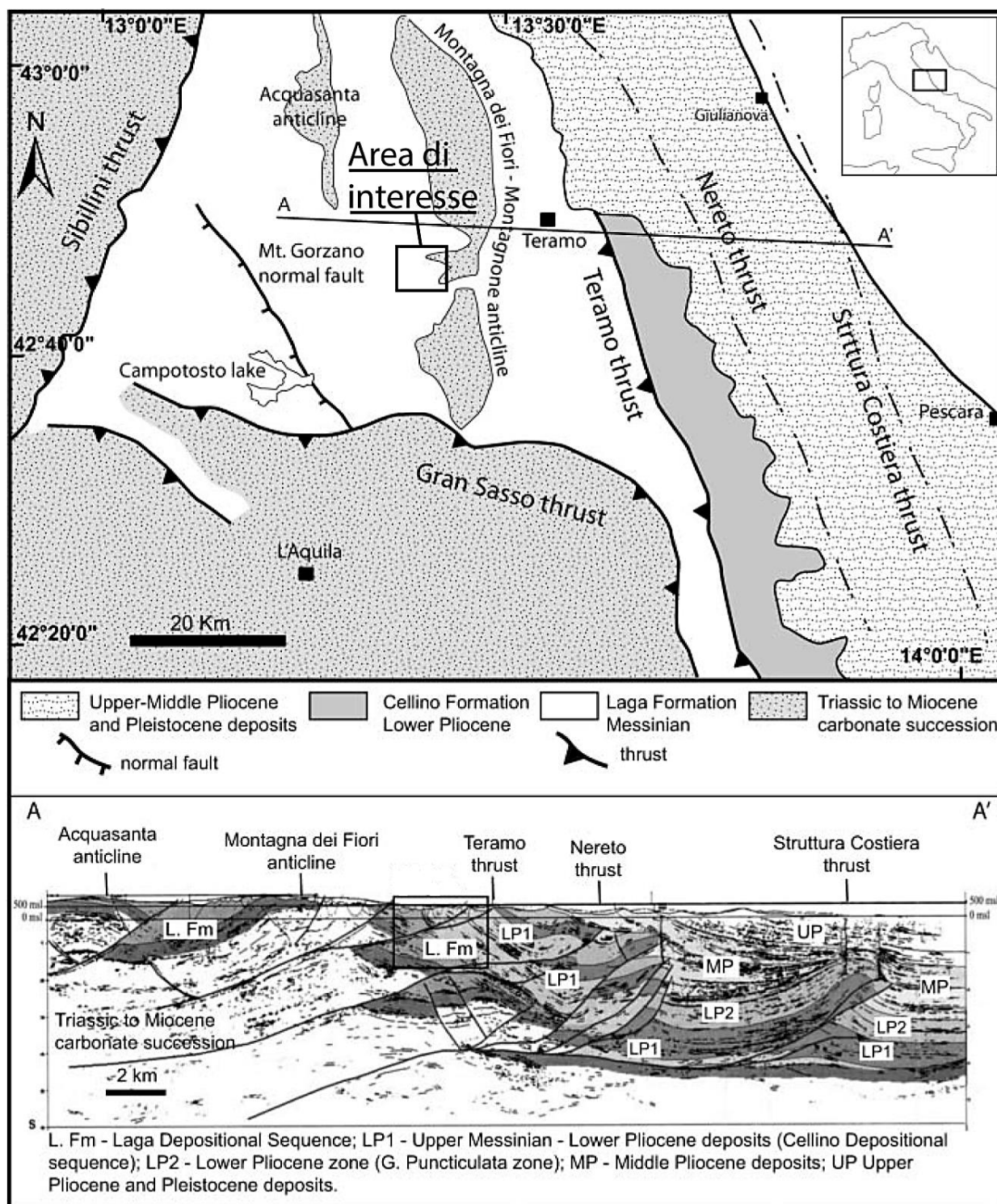
Figura 51: *Carta Geologica dell'Appennino centrale con localizzazione dell'area di interesse. In basso, interpretazione della sezione geologica tracciata da Acquasanta al mar Adriatico (modificata da Bigi et al.,2011)*

A causa dell'apertura e dell'evoluzione del Mar Tirreno (Lavecchia *et al.*, 1994) a partire dal Pliocene, alla fase compressiva susseguì una fase distensiva. Durante la suddetta fase distensiva si formarono dei sistemi di faglie normali che hanno portato ad un nuovo assetto strutturale, con conseguente riattivazione degli esistenti *thrust* come faglie normali.

Il Bacino della Laga presenta una caratteristica forma pseudo - triangolare, dovuta alle modifiche apportate dall'azione dei *thrust* sopraccitati; è ampiamente costituito dalla Formazione della Laga (età Messiniano) caratterizzata da significativi spessori e variazioni di facies, costituita da rocce torbiditiche silicoclastiche. Alla base è presente un orizzonte di scollamento che permette l'avanzamento verso Est dell'intera formazione: la formazione del Cerrogna è definita *Laga detachment*, orizzonte che provoca lo scollamento della successione torbiditica sovrastante rispetto a quella sottostante deformando tutte le unità Messiniane.

Dal punto di vista stratigrafico e litologico il Bacino della Laga, presenta le seguenti sequenze silicoclastiche: membro pre-evaporitico, membro evaporitico, membro post-evaporitico (Centamore *et al.*, 1991; Cantalamessa *et al.*, 1982; Ridolfi, 1993). In tutta l'area del bacino della Laga, gli affioramenti del substrato sono localizzati in prossimità delle incisioni da parte dei corsi d'acqua ove si osservano anche le Marne a Orbulina e le Marne con Cerrogna. Queste ultime sono formazioni marnose e calcareo-marnose che si trovano in discordanza angolare con i sopraccitati depositi silicoclastici Messiniani.

Tale assetto strutturale, viene attribuito da alcuni autori, ad un'azione tettonica pre-Messiniana interpretata con vari modelli strutturali. Quello adottato da Calamita *et al.* (2000) propone uno schema basato su un sistema di faglie distensive immergenti verso l'avampaese, a cui sono associate faglie normali minori antitetiche che hanno portato alla formazione ed al *tilting* di blocchi distaccati giustificando così una sedimentazione dei depositi messiniani in discordanza angolare (*onlap*) con le formazioni marnose. Inoltre, all'interno dei membri pre e post evaporitico della Formazione della Laga, si notano brusche variazioni di facies e di spessore. Tali anomalie, sono state attribuite ad una fase distensiva che inizia e continua nel Miocene e riconducibile ad un modello strutturale costituito da faglie normali immergenti in direzione NNE. (Scisciani *et al.*, 2000).

3.2.2 Inquadramento geologico di dettaglio

Di seguito viene descritta la natura litologica delle formazioni presenti nell'area di interesse, facendo riferimento alla letteratura sia per la nomenclatura delle formazioni sia per la loro posizione stratigrafica.

Non è presente per il comune di Cortino il progetto di cartografia geologica in scala 1:50.000 (Progetto CARG). Ad una scala più piccola è possibile consultare la Carta Geologica d'Italia in scala 1:100.000, ed in particolare il Foglio n°140 *"Teramo"* (Fig.52), all'interno del quale è contenuto il territorio di Cortino nel settore NW del sopracitato Foglio. Risulta prevalente in tutta l'area di studio la presenza della formazione della Laga (m_2), mentre le formazioni geologiche più

antiche si rinvengono a est del comune considerato nella frazione di Casanova, costituite da marne argilloso – sabbiose (m_{1a}) e calcareniti (m_1).

Figura 52: *Stralcio della Carta Geologica d'Italia in scala 1:100.000 con relativa legenda (Foglio n°140* "Teramo")

In generale, l'area è caratterizzata dalla sovrapposizione di facies terrigene a litologie marnoso carbonatiche nella parte occidentale e dalla presenza di unità pelitico argillose nel lato orientale con depositi terrazzati dovuti all'azione del fiume Tordino lungo l'omonima valle.

Per quanto riguarda i depositi terrigeni, sono ben distinguibili strati con maggiore competenza e ben stratificati, attribuibili a facies torbiditiche arenacee, e strati marnoso pelitico argillosi che presentano una morfologia molto blanda ed un'elevata erodibilità. I depositi calcarei a componente marnoso - calcarenitica invece, data la loro maggiore resistenza all'azione degli agenti esogeni, si presentano generalmente con morfologie più aspre e versanti più acclivi. Questi ultimi, come detto in precedenza, affiorano nel settore orientale della zona di studio e presentano una stratificazione

caratterizzata da un andamento non rettilineo con complessi sistemi di pieghe dovuti ad eventi sin e post deposizionali di origine tettonica.

Una descrizione del principale complesso stratigrafico presente nell'area di interesse è riportata, nello schema stratigrafico del Bacino della Laga nella Fig.53.

L'area è interessata dalla sedimentazione di successioni terrigene pre - torbiditiche, note in letteratura come Formazione delle Marne con Cerrogna e delle Marne a Orbulina o a Pteropodi, che successivamente vengono ricoperte dalla sedimentazione dei litotipi della Formazione della Laga. Dalla "Carta geologica dei bacini della Laga e del Cellino e dei rilievi carbonatici circostanti (Marche meridionali, Lazio nord-orientale, Abruzzo settentrionale)" (Centamore *et al.*, 1992) si evince che nel territorio della frazione di Casanova affiorano le formazioni pre – torbiditiche e il membro pre – evaporitico della Laga (Fig.53).

In base all'ambiente deposizionale è possibile distinguere le unità in:

Depositi Continentali del Quaternario:

- Coltri eluvio colluviali

Unità marine:

- Formazione silicoclastica della Laga
- Marne a Orbulina o a Pteropodi
- Marne con Cerrogna

3.2.2.1 Marne con Cerrogna (Serravalliano – Tortoniano)

Questa formazione è la più antica affiorante nel bacino della Laga, l'età va dal Serravalliano al Tortoniano. È presente in affioramento in prossimità delle profonde incisioni dei corsi d'acqua. Dal basso verso l'alto, la formazione comprende una sequenza basale di strati arenacei sottili intercalati a livelli calcareo - marnosi colore nocciola. La granulometria varia dalla sabbia al limo ed hanno proprietà tessiturali che vanno dalle micriti alle calcareniti. A chiusura della formazione si individuano 4 - 5 banchi calcarenitici di spessore medio di circa 10 m. È ad essi che va attribuito il nome di Cerrogna da parte di Colacicchi, nel 1958, il quale fu il primo a riconoscere l'aumento del loro spessore accompagnato da un corrispondente aumento della granulometria. Il contenuto fossilifero della formazione è dato da frammenti di Bivalvi, Brachiopodi ed Echinidi. Tra i Foraminiferi prevalgono quelli planctonici, quali Globorotalie, Globigerine e soprattutto Orbuline. Lo spessore totale delle marne con Cerrogna oscilla tra i 400 ed i 500 m.

Figura 53: *Schema stratigrafico del Bacino della Laga e stralcio della Carta Geologica dei bacini della Laga e del Cellino e dei rilievi cartonatici circostanti; in rosso è indicata l'area di studio. (modificato da Centamore* et al.*, 1992)*

3.2.2.2 Marne a Orbulina (Tortoniano medio – Messiniano inf.)

In successione sopra le Marne con Cerrogna ed alla base della Formazione della Laga, si trovano le Marne a Orbulina, poco affioranti nella zona, ma ben distinguibili dalla loro caratteristica morfologica di formare dei pianori in dolce pendenza, in netto contrasto con le scarpate costituite dalle Marne con Cerrogna. L'età delle Marne a Orbulina si estende dal Tortoniano medio al Messiniano inferiore; lo spessore medio oscilla tra i 50 - 60 m. e spesso si presentano ricoperte da coltre eluvio colluviale e da un manto erboso. Le Marne a Orbulina sono costituite inferiormente da emipelagiti grigio-verdastre, bioturbate, con rare e sottili intercalazioni calcareo-marnose. Nella parte superiore, sono costituite da peliti scure, laminate con intercalazioni di arenarie fini grigiastre, in strati sottili e medi. Queste, si rinvengono solo in corrispondenza delle dorsali e rappresentano le parti più fini e distali delle torbiditi della Formazione della Laga, che si andavano depositando nelle depressioni. Le Marne a Orbulina presentano parziali rapporti di eteropia sia con le Marne con Cerrogna sia con il Flysch della Laga. Le microfaune a Foraminiferi planctonici presenti in questa formazione hanno consentito una precisa descrizione biostratigrafica dell'unità. In effetti, il contenuto fossilifero è abbondante, soprattutto negli intervalli a maggiore componente argillosa ed è rappresentato essenzialmente da Pteropodi (Gasteropodi planctonici). Non si osserva il passaggio con l'unità superiore, poiché in tutta l'area rilevata è coperto da detrito di falda o da copertura vegetale.

3.2.2.3 Formazione della Laga (Messiniano)

L'unità in questione è costituita da sedimenti torbiditici silicoclastici, affioranti in tutta l'area centro occidentale del comune considerato. Per la sua imponenza e vastità di affioramenti costituisce la formazione tipica del bacino omonimo. È in sovrapposizione stratigrafica con le Marne a Orbulina, pur trovandosi sempre in discordanza angolare (*onlap*). La formazione della Laga è costituita da un corpo di forma lenticolare con spessore che, in alcune zone, può superare i 3000 metri. Questo corpo sedimentario caratterizza un insieme di associazioni litologiche, classificate in base al rapporto granulometrico arenaria-pelite: si hanno litotipi più arenacei nella parte basale e prevalentemente pelitico marnose nella parte superiore della formazione.
In letteratura, nel Foglio 349 *"Gran Sasso"* del CARG, i membri individuati sono classificati in:

- membro pre-evaporitico (membro del Lago di Campotosto),
- membro evaporitico (membro gessarenitico),
- membro post-evaporitico (membro di Teramo).

Nell'area esaminata è presente solo il membro pre-evaporitico, pertanto è stata esclusa la descrizione dei membri non presenti.

3.2.2.3.1 Membro pre-evaporitico (membro del Lago di Campotosto)

Tale membro è formato da depositi non canalizzati, composti da spessi strati arenacei, a volte laminati, di colore che va dall'ocra - giallastro al grigio, grigio chiaro - azzurro, con spessori che variano dal decimetro al decametro. Si presentano alternati da intercalazioni argillose - marnose costituite da livelli aventi uno spessore da centimetrico a decimetrico di colore grigio - grigio scuro ed azzurrognolo.

Nell'intera area investigata il membro pre-evaporitico è interessato da un sistema di fratturazione, costituito da più famiglie principali (*master joints*), incidenti tra loro con angolazioni che vanno dai 60° a circa 120° ed altri sistemi minori (*joints*), che contribuiscono ad un'ulteriore fratturazione degli affioramenti. Ne consegue che gli strati sono interessati da fenomeni di crollo di piccole dimensioni e da frane in corrispondenza di versanti acclivi.

All'interno del membro del Lago di Campotosto sono state distinte quattro diverse associazioni, sulla base dei differenti rapporti del contenuto sabbia/argilla (indicato con la siglia S/A)

- Associazione arenaceo-pelitica II: si presenta in strati tabulari da medi a spessi, con un rapporto S/A compreso tra 1 e 3; essi presentano una porzione gradata al *bottom* ed una laminata al *top* (sequenza completa di Bouma).
- Associazione arenacea: è caratterizzata dalla prevalenza di strati amalgamati molto spessi con geometria sia tabulare, che lenticolare con un rapporto S/A > 1. Gli strati di maggiore dimensione sono in genere massivi, senza apprezzabile gradazione interna ed occasionale sviluppo al tetto di laminazione ondulata, convoluta e/o incrociata; sono presenti anche strati con laminazione spessa, parallela o leggermente ondulata fin dalla base, che diventa convoluta nella parte alta.
- Associazione arenaceo-pelitica I: è contraddistinta da un'alternanza regolare di orizzonti arenacei tabulari in strati spessi e molto spessi ed orizzonti arenaceo - pelitici in strati medi, paralleli. Il rapporto S/A compreso tra 3 e 10, con buona continuità
- Associazione pelitico-arenacea: prevalenza di strati tabulari con rapporto S/A < 1, in cui la porzione arenacea è completamente laminata.

3.2.2.4 Coltri eluvio colluviali (Quaternario)

Le coltri detritiche sono costituite da frammenti e blocchi da spigolosi ad arrotondati, a seconda dei processi genetici. Rappresentano il prodotto di alterazione delle unità geologiche di base, pertanto presentano caratteristiche diverse a seconda della roccia madre che le ha generate e del contesto geomorfologico di formazione.

3.3 *Inquadramento sismotettonico*

La regione Abruzzo è un'area caratterizzata da un'elevata pericolosità sismica, documentata principalmente da informazioni di sismologia storica, che per l'area in esame coprono un intervallo di tempo di circa 2000 anni (Rovida *et al.* 2016).

Analogamente a quanto si osserva nella maggior parte della penisola italiana, anche nel territorio abruzzese la sismicità più forte è concentrata lungo la catena appenninica: l'attività sismica diminuisce lungo la fascia pede – appenninica, attenuandosi ulteriormente lungo la costa adriatica.

Dal punto di vista sismotettonico, che studia la relazione fra la sismicità ed i processi tettonici, la sismicità dell'Appennino abruzzese è prevalentemente legata ai processi distensivi crostali. Come indicato sia dai meccanismi focali dei terremoti sia dai dati geologico-strutturali, il campo deformativo Plio-Quaternario, tuttora attivo, è caratterizzato da un asse di massima estensione sub-orizzontale in direzione NE-SW (ortogonale alla direzione dei principali sistemi di faglie sismogenetici). Tali processi distensivi sono responsabili del movimento di faglie dirette e transtensive, osservabili in superficie e ben definibili in termini di lunghezza, giacitura e cinematica. Spesso sono caratterizzate da evidenze di attività nel Pleistocene superiore – Olocene, talvolta con evidenze dirette di dislocazione co-sismica superficiale in occasione di forti terremoti (es. Avezzano 1915, L'Aquila 2009 e Mt. Vettore 2016).

Da ovest verso est, è possibile distinguere tre principali allineamenti di faglie dirette attive e probabilmente sismogeniche (Fig.54):

1) l'allineamento interno (in blu): Rieti – Valle del Salto – M. Velino – Magnola – Fucino – M.gna Grande – Barrea, cui si aggiunge il sistema Campo Felice – Ovindoli;

2) l'allineamento intermedio (in rosso): Norcia – Cittareale – Pizzoli – Pettino – Aquilano (Paganica-San Demetrio) – Media Valle dell'Aterno – Sulmona – Cinque Miglia;

3) l'allineamento esterno (in verde): M. Vettore – M. Gorzano – Gran Sasso.

Dal punto di vista del modello di sorgenti sismogenetiche è possibile definire una serie di sorgenti sismogenetiche individuali (Fig.55)

Il Comune di Cortino è interessato dall'allineamento più esterno M. Vettore – Gran Sasso, ed è situato immediatamente ad est della faglia del M. Gorzano – Campotosto (2a e 2b di Fig.54), che rappresenta l'allineamento di faglie sismogenetiche attive più esterno della catena e che maggiormente influisce sulla pericolosità del comune.
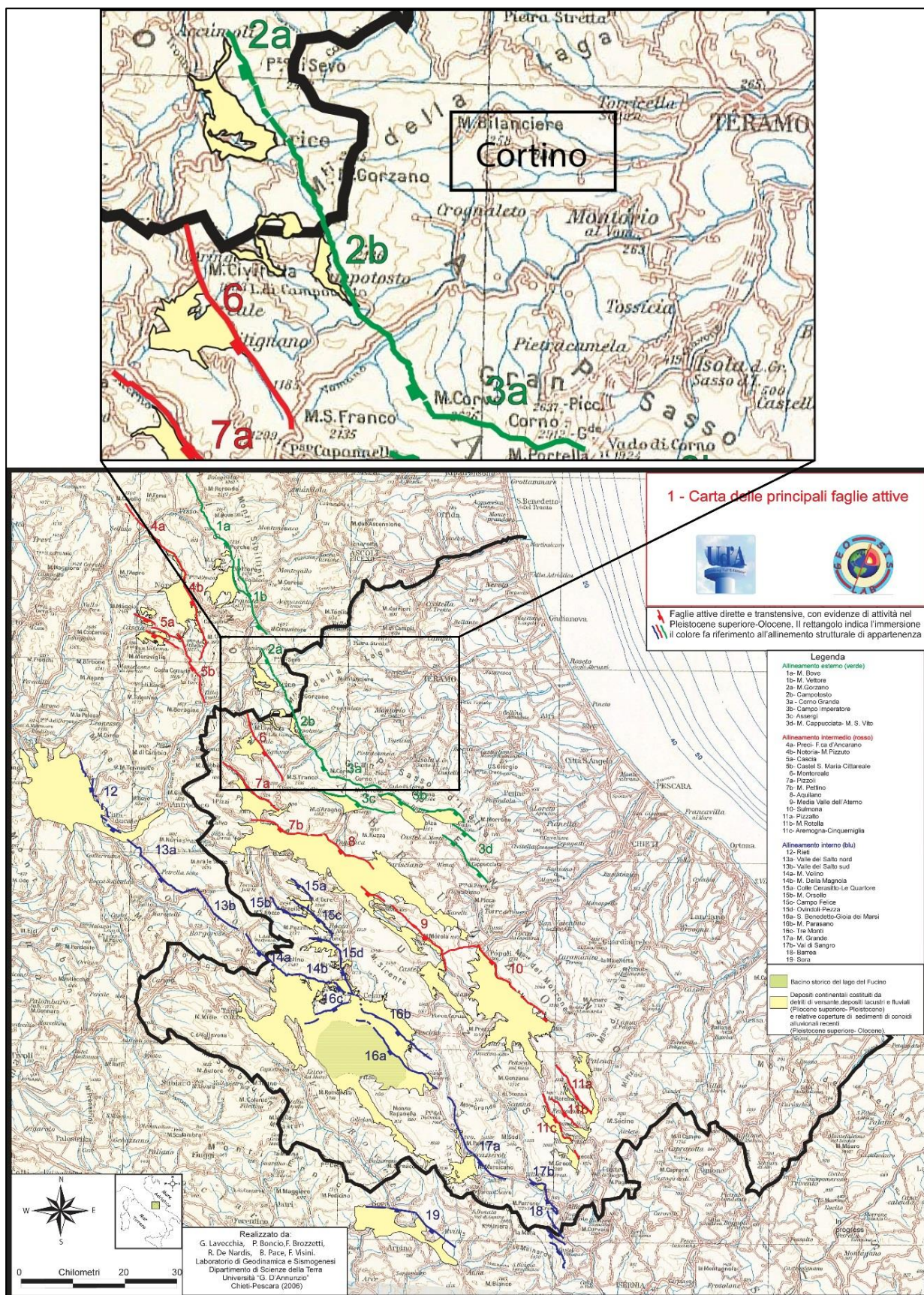
Figura 54: *Carta delle principali faglie attive dell'Appennino abruzzese. In alto particolare sull'area di interesse (Boncio* et al.*, 2004a)*
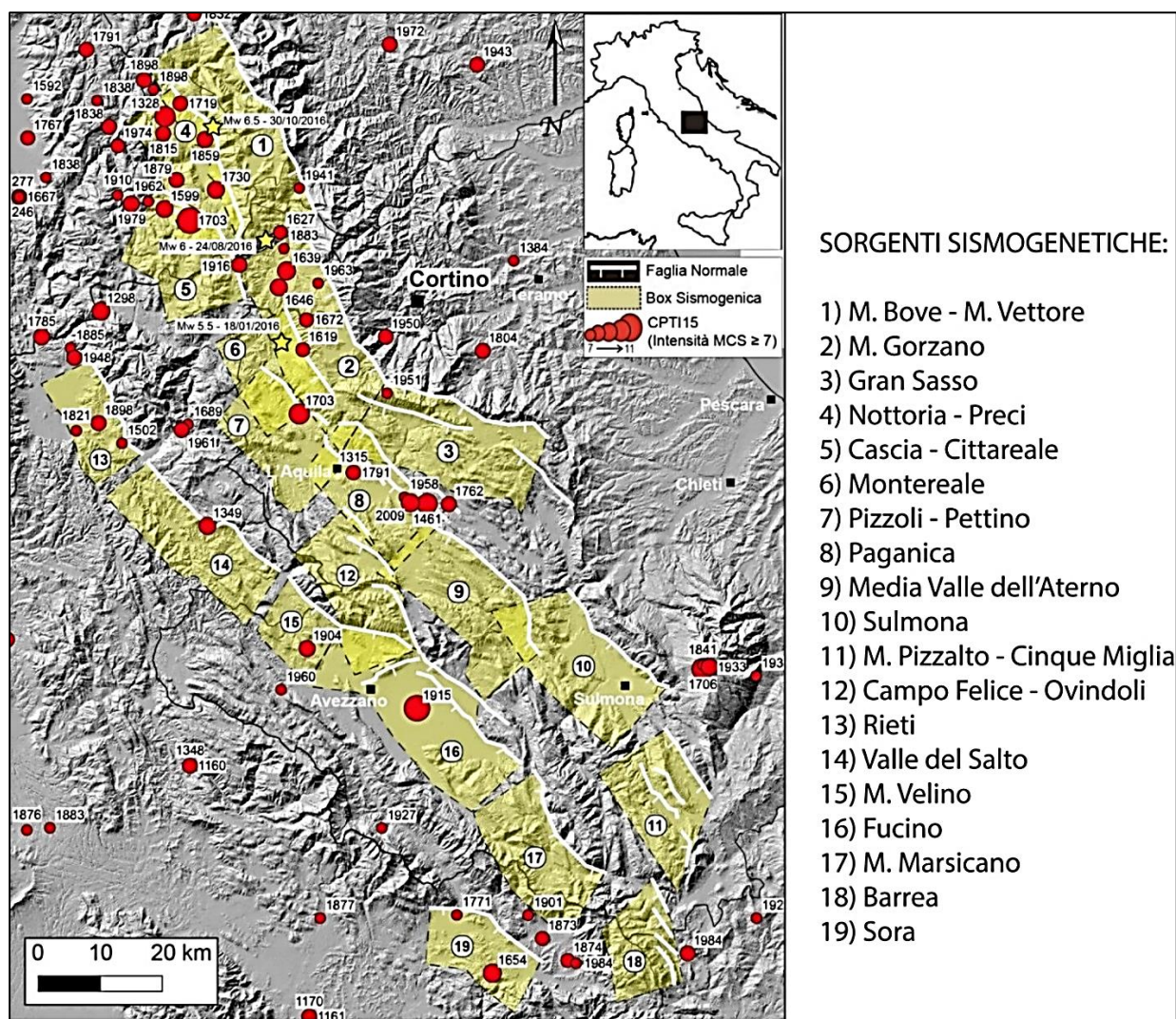
Figura 55: *Modello di sorgenti sismogenetiche per l'area di studio (modificato da Pace* et al.*, 2017)*

La struttura di M. Gorzano – Campotosto mostra una cinematica distensiva, con movimenti prevalentemente *dip slip*. Ha una lunghezza di circa 28 km, con direzione N150°-N160°, immerge verso WSW con un'inclinazione media in superficie pari a 50-70°. Nel blocco di tetto della faglia sono presenti due piccoli bacini continentali associati all'attività della faglia stessa: il bacino di Amatrice e di Campotosto. Le evidenze di attività quaternaria sono presenti per tutta l'estensione della struttura e consistono in scarpate di faglia e faccette triangolari più giovani del Pleistocene inferiore ben conservate sia nel substrato roccioso miocenico che nei depositi continentali quaternari (Lavecchia *et al.*, 2006). La struttura di M. Gorzano - Campotosto si è attivata anche in occasione della sequenza sismica del 2016, ed in particolare nell'evento del 24 agosto 2016, con evidenze di rotture in superficie di qualche centimetro, in particolare nella sua porzione più settentrionale.

A nord del territorio abruzzese, l'allineamento esterno è rappresentato dalla faglia a direzione NNW-SSE di M. Bove – M. Vettore. È composta da due segmenti minori, M. Bove a nord e M. Vettore a sud, collegati fra di loro a formare un'unica struttura principale (*master fault*) avente una

lunghezza di 35 km. La faglia ha una direzione variabile da N140° a N170°, immersione WSW con un'inclinazione media in superficie di 60° e mostra una cinematica principalmente distensiva, con movimenti sia *dip slip* che obliqui sinistri. Il rigetto geologico verticale massimo è di circa 1350 m ed è misurabile nel segmento di M. Vettore, al tetto del quale è presente un piccolo bacino continentale quaternario (bacino di Castelluccio). Secondo alcuni autori (Pizzi *et al.*, 2002), solo 700-800 m di tale rigetto è associabile all'attività quaternaria. L'attività tardo - quaternaria è documentata da evidenti scarpate di faglia che dislocano il versante occidentale del M. Vettore. Altre evidenze sono le dislocazioni di una conoide del Pleistocene sup. – Olocene, posta alla base del versante, ad opera di una faglia secondaria (*splay sintetico*). La struttura di M. Bove - M. Vettore si è attivata durante la sequenza sismica del 2016, con rotture cosismiche ben evidenti in superficie sia in occasione dell'evento del 24 agosto che di quello del 30 ottobre, dove si sono avute riattivazioni cosismiche del piano di faglia con spostamenti fino a circa 2 metri.

Secondo la zonazione sismogenetica, denominata ZS9, la quale tiene conto delle evidenze di tettonica attiva e delle valutazioni sul potenziale sismogenetico, Cortino appartiene alla ZS n°923 *"Appennino Abruzzese"* (Fig.56 http://www.arcgis.com/home/webmap/viewer.html?webmap) per la quale la valutazione della magnitudo attesa, in termini di magnitudo momento, è pari a 7.06.
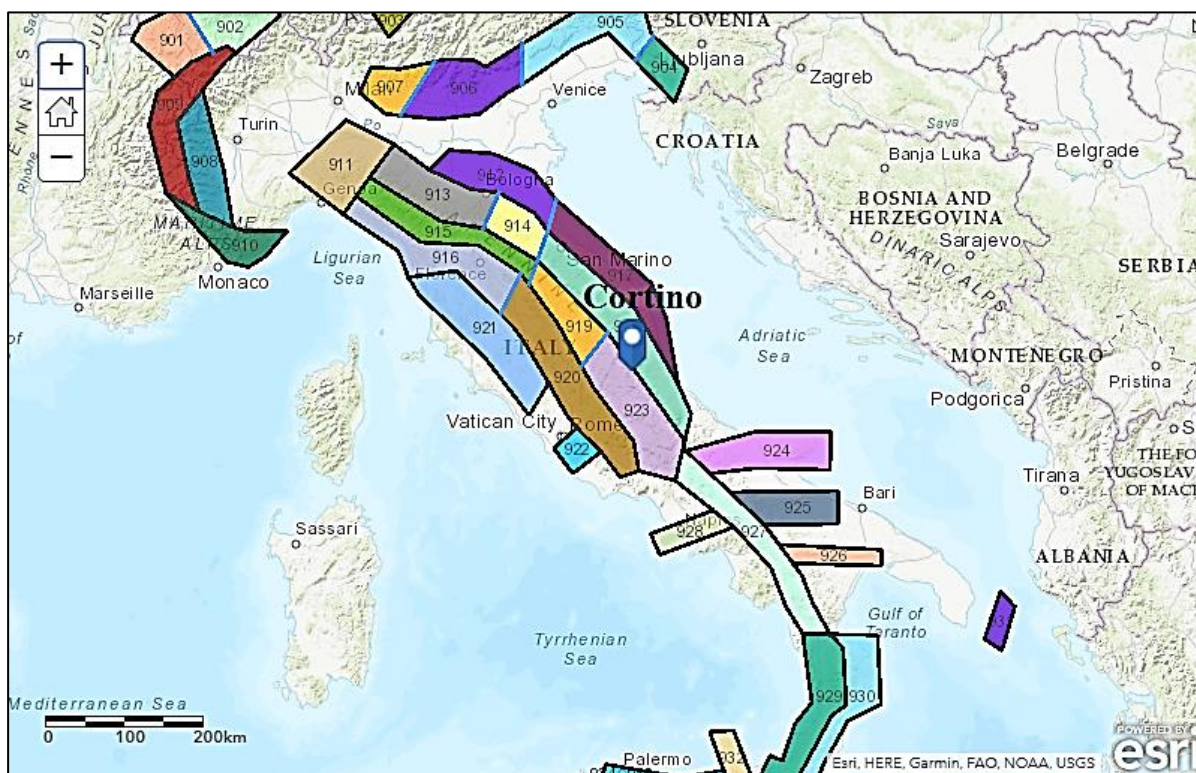
Figura 56: *Zonazione sismogenetica ZS9 con ubicazione del comune di Cortino*

La ZS9 è corredata, per ogni zona, del meccanismo di fagliazione prevalente atteso (Fig.57) e delle classi di profondità efficace (Fig.58) assegnate sulla base del valore della moda e della forma della

distribuzione di frequenza in funzione della profondità. Per il territorio di Cortino, la tipologia di faglia prevalente è normale con profondità efficace compresa fra 8-12 km.
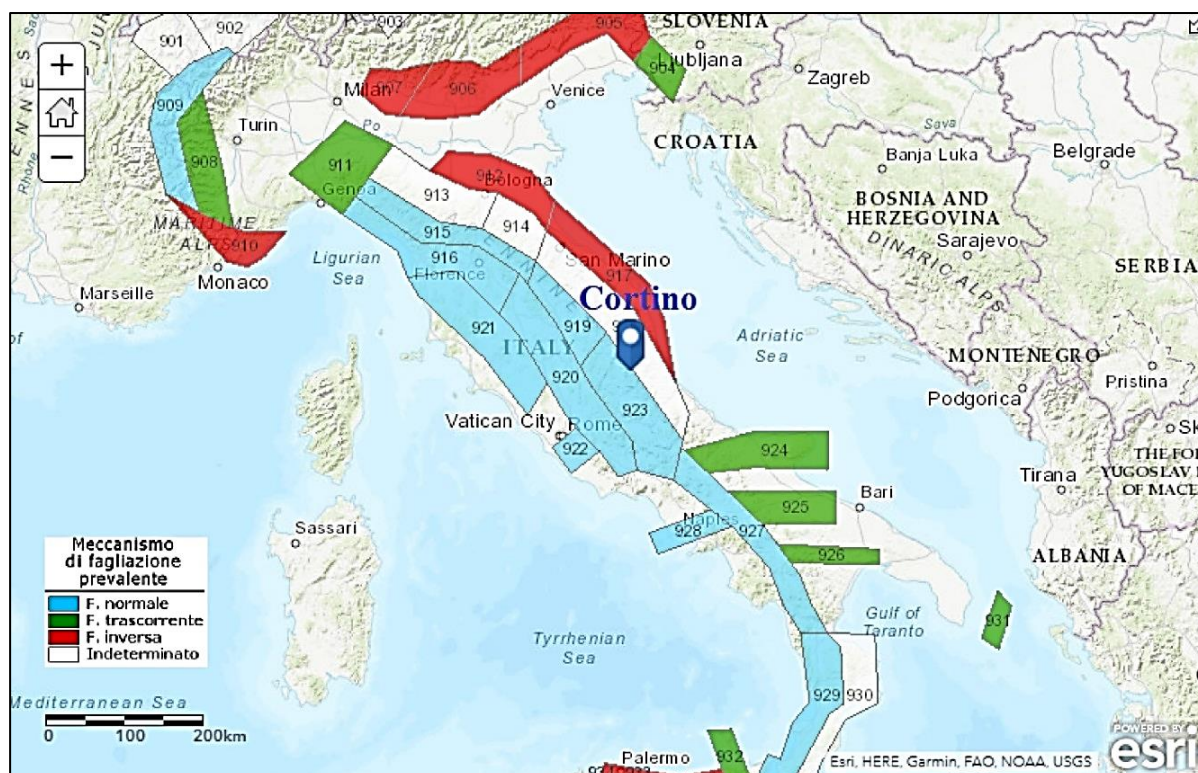
Figura 57: *Meccanismo di fagliazione prevalente atteso ZS9 con ubicazione del comune di Cortino e legenda*
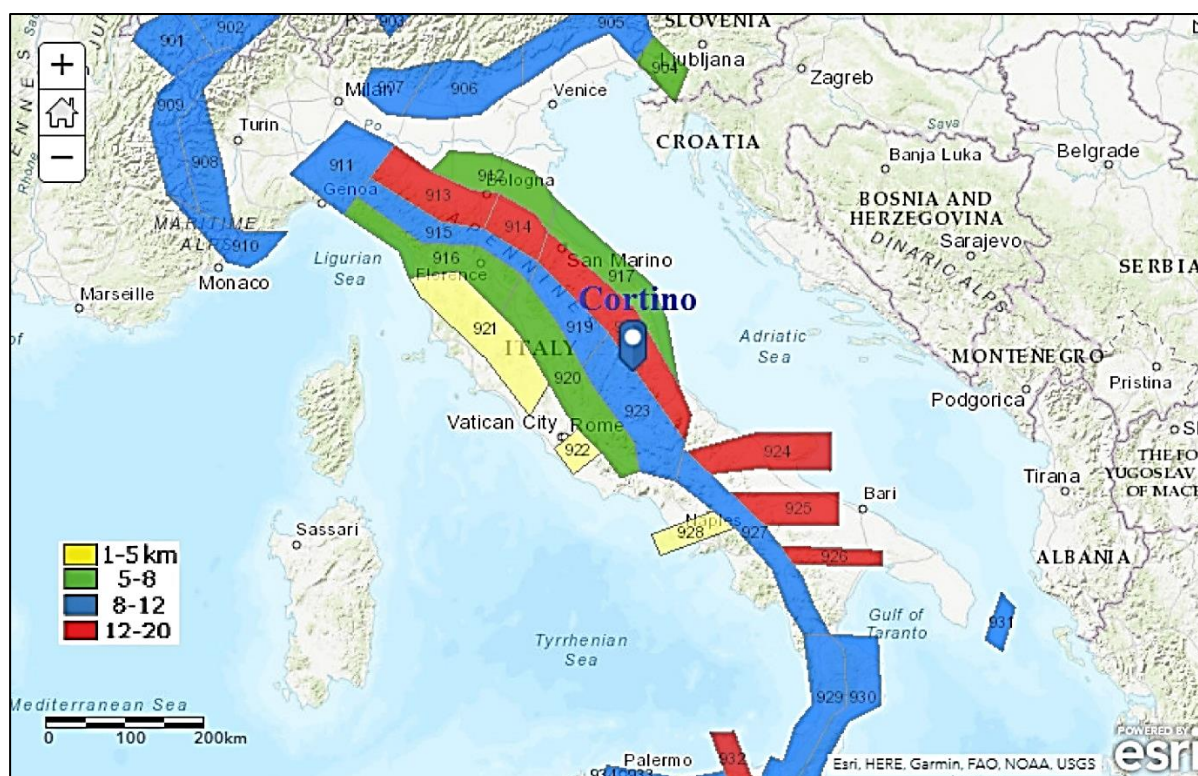
Figura 58: *Classi di profondità efficaci ZS9 con ubicazione del comune di Cortino e relativa legenda*

PARAMETRIC INFORMATION

PARAMETER		QUALITY	EVIDENCE
Min depth [km]	12.0	OD	Based on structural geology and geodynamic constraints.
Max depth [km]	22.0	OD	Based on structural geology and geodynamic constraints.
Strike [deg] min... max	90…160	OD	Based on geological constraints and structural geology.
Dip [deg] min... max	20…55	OD	Based on geological constraints and structural geology.
Rake [deg] min... max	70…110	EJ	Inferred from geological data.
Slip Rate [mm/y] min... max	0.1…0.5	EJ	Unknown, values assumed from geodynamic constraints.
Max Magnitude [Mw]	6.2	OD	Derived from maximum magnitude of associated individual source(s).

LD=Literature Data; OD=Original Data; ER=Empirical Relationship; AR=Analytical Relationship;EJ=Expert Judgement;

Figura 59: *Sorgente sismogenetica Bore – Montefeltro – Fabriano – Laga e relative informazioni parametriche attraverso* DISS 3.2.0 *(http://diss.rm.ingv.it/diss/)*

Il database delle faglie attive *DISS version 3*, fornisce delle informazioni sulle sorgenti potenziali per terremoti con una magnitudo momento superiore a 5.5 in Italia. Il comune di Cortino è situato all'interno di una sorgente sismogenetica composita denominata Bore – Montefeltro – Fabriano – Laga (Diss ID ITCS027) (Fig.59): le informazioni parametriche illustrate riguardano la profondità minima e massima, direzione, immersione e rake (angolo tra la direzione di strike e lo slip), slip rate e magnitudo momento attesa per questa sorgente. Secondo il database *DISS*, il valore massimo stimato per la magnitudo momento di tale sorgente è pari a 6.2.

Il territorio di Cortino rientra nella fascia a medio - alta pericolosità che corre lungo l'asse della catena appenninica. Attualmente la valutazione della pericolosità sismica di riferimento sul territorio italiano si basa su un approccio probabilistico (metodo di Cornell, 1968) che consiste nella stima della probabilità che si verifichi un livello di scuotimento sismico maggiore di un assegnato valore di accelerazione orizzontale massima al suolo *a(g)*, entro un dato periodo di tempo. L'area di interesse è caratterizzata da valori di pericolosità sismica tra i maggiori dell'intero territorio nazionale. I valori con probabilità di superamento pari al 10% in 50 anni aumentano da est verso ovest (Fig.60): per le frazioni del comune più orientali i valori sono di 0.200 – 0.225 g (in arancione), nelle aree intermedie vanno da 0.225 – 0.250 g (in rosso), mentre nella parte occidentale si hanno valori pari a 0.250 – 0.275 g (in viola).

I valori di PGA relativi a diverse percentuali di superamento sono mostrati in Fig.61. Il valore di *a(g)* per le frazioni localizzate più ad est nel comune di Cortino (tra queste Casanova) è pari a 0.2077 g con probabilità di superamento del 10% in 50 anni.

La disaggregazione della pericolosità sismica è un'operazione che consente di valutare i contributi di diverse sorgenti sismiche alla pericolosità di un sito. Il processo di disaggregazione in magnitudo e distanza (M-R) fornisce il terremoto che domina lo scenario di pericolosità (terremoto di scenario) inteso come l'evento di magnitudo M a distanza R dal sito oggetto di studio che contribuisce maggiormente alla pericolosità sismica del sito stesso; ε rappresenta il numero di deviazioni standard per cui lo scuotimento (logaritmico) devia dal valore mediano predetto da una data legge di attenuazione dati M ed R. In particolare, sono stati disaggregati i valori mediani di scuotimento (relativi a suolo rigido), espresso in termini di accelerazione orizzontale di picco (PGA), corrispondenti a 9 periodi di ritorno (RP): 30, 50, 72, 100, 140, 200, 475, 1000 e 2500 anni. Per ciascun sito, i risultati sono stati restituiti in termini di distribuzioni M-R-ε da cui sono stati ricavati i valori medi e modali di tali parametri. I risultati evidenziano che all'aumentare del periodo di ritorno aumenta il contributo alla pericolosità di un dato sito da parte di terremoti forti a brevi distanze. I valori medi ottenuti con un tempo di ritorno di 475 anni per Cortino sono: Magnitudo 5.570, Distanza 10.2 ed ε 0,952 (Fig.62).
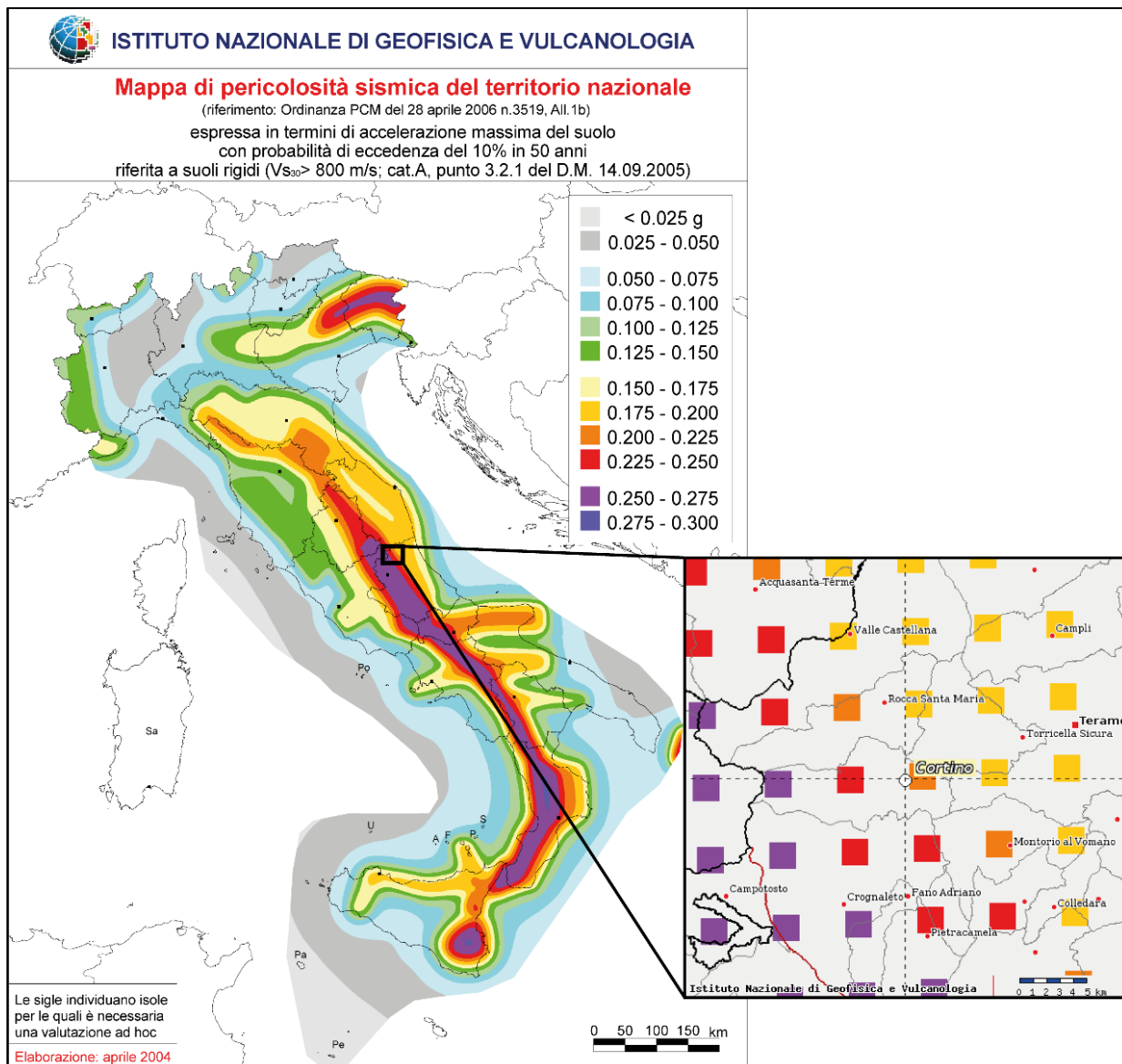
Figura 60: *Mappa di pericolosità sismica del territorio nazionale e dettaglio sul comune di Cortino (http://esse1-gis.mi.ingv.it/)*

Frequenza annuale di superamento	a(g) (Coordinate del punto lat: 42.6349, lon: 13.5581, ID: 25198)		
	16° percentile	50° percentile	84° percentile
0.0004	0.3302	0.3647	0.4300
0.0010	0.2397	0.2682	0.3043
0.0021	0.1853	0.2077	0.2305
0.0050	0.1320	0.1512	0.1673
0.0071	0.1128	0.1315	0.1453
0.0099	0.0969	0.1152	0.1274
0.0139	0.0820	0.0997	0.1105
0.0200	0.0681	0.0854	0.0943
0.0333	0.0511	0.0677	0.0744

Figura 61: *Valori di a(g) relativi a diverse percentuali di superamento e tabellati in funzione delle frequenze annuali di superamento. Con il rettangolo nero viene evidenziato il valore di a_g relativo alla probabilità di superamento del 10 % in 50 anni. (modificato da http://esse1-gis.mi.ingv.it/)*

Distanza in km	Disaggregazione del valore di a(g) con probabilita' di eccedenza del 10% in 50 anni (Coordinate del punto lat: 42.6349, lon: 13.5581, ID: 25198)										
	Magnitudo										
	3.5-4.0	4.0-4.5	4.5-5.0	5.0-5.5	5.5-6.0	6.0-6.5	6.5-7.0	7.0-7.5	7.5-8.0	8.0-8.5	8.5-9.0
0-10	0.000	7.400	18.400	15.800	11.400	6.700	2.580	0.988	0.000	0.000	0.000
10-20	0.000	0.432	2.630	4.970	6.320	5.900	3.600	1.840	0.000	0.000	0.000
20-30	0.000	0.000	0.013	0.416	1.440	2.150	1.880	1.280	0.000	0.000	0.000
30-40	0.000	0.000	0.000	0.003	0.199	0.685	0.861	0.733	0.000	0.000	0.000
40-50	0.000	0.000	0.000	0.000	0.016	0.148	0.376	0.401	0.000	0.000	0.000
50-60	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.011	0.117	0.168	0.000	0.000	0.000
60-70	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.013	0.037	0.000	0.000	0.000
70-80	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.001	0.013	0.000	0.000	0.000
80-90	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.003	0.000	0.000	0.000
90-100	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
100-110	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
110-120	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
120-130	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
130-140	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
140-150	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
150-160	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
160-170	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
170-180	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
180-190	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
190-200	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000

Valori medi		
Magnitudo	Distanza	Epsilon
5.570	10.200	0.952

Figura 62: *Grafico di disaggregazione della pericolosità sismica per il comune di Cortino (http://esse1-gis.mi.ingv.it/)*

3.4 Sismicità storica

Dal punto di vista della sismicità storica, la porzione in cui ricade il comune di Cortino è caratterizzata da elevata sismicità legata essenzialmente alle faglie attive dell'Appennino Abruzzese. I terremoti storici che hanno influito nell'area del comune di Cortino sono stati selezionati utilizzando i seguenti cataloghi:

- il Database Macrosismico Italiano (DBMI15, Locati *et al.*, 2016),
- il Catalogo Parametrico dei Terremoti Italiani (CPTI15, Rovida *et al.*, 2016).

I parametri utili per la loro interpretazione sono:

- I_0: Intensità macrosismica epicentrale (da CPTI15), espressa in scala MCS;
- I_{max}: Intensità macrosismica epicentrale massima, espressa in scala MCS;
- *NMDP*: Numero di punti di osservazioni macrosismiche disponibili per il terremoto;
- A_x: Area epicentrale, in cui sono stati riscontrati gli effetti maggiori dell'evento sismico;
- M_w: Magnitudo momento.

Il database delle osservazioni macrosismiche italiane DBMI15 (https://emidius.mi.ingv.it/CPTI15-DBMI15/query_place/), fornisce un set omogeneo di intensità macrosismiche provenienti da diverse fonti relativo ai terremoti con intensità massima ≥ 5 e d'interesse per l'Italia nella finestra temporale 1000-2014 (non sono presenti gli eventi recenti). Filtrando il CPTI15, è possibile ottenere una mappa delle distribuzioni dei terremoti dall'anno 1000 al 2014 che hanno coinvolto l'Appennino Centrale, con magnitudo momento ≥ 5 (Fig.63).
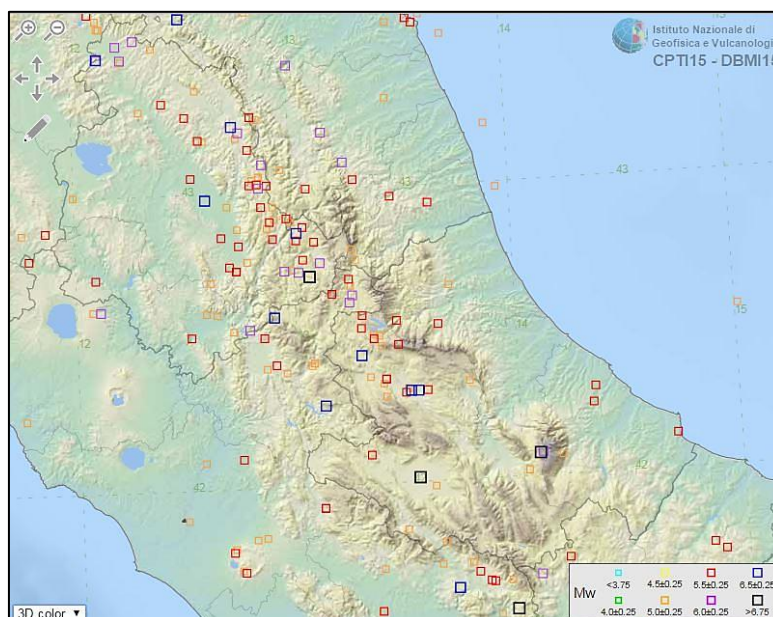
Figura 63: *Distribuzione dei terremoti dal 1000-2015 con Mw ≥ 5, consultabile nel Catalogo Parametrico dei Terremoti Italiani*

Adoperando la consultazione per località del DBMI15, per il comune investigato sono riportati 29 eventi sismici (Fig.64), con intensità massima VII MCS. Questi 29 eventi hanno un range di intensità compreso tra IV – VII MCS ma la storia sismica è piuttosto lacunosa per il comune considerato, probabilmente perché non si hanno documenti che testimoniano eventi più antichi. Il più antico tra i terremoti riportati è quello che avvenne il 5 Settembre 1950 (Gran Sasso, I_0 VIII MCS, Mw 5.69, Fig.65 a sinistra), del quale si hanno 386 informazioni relative al campo macrosismico ed è l'evento sismico con la più elevata intensità al sito (Tab.9).
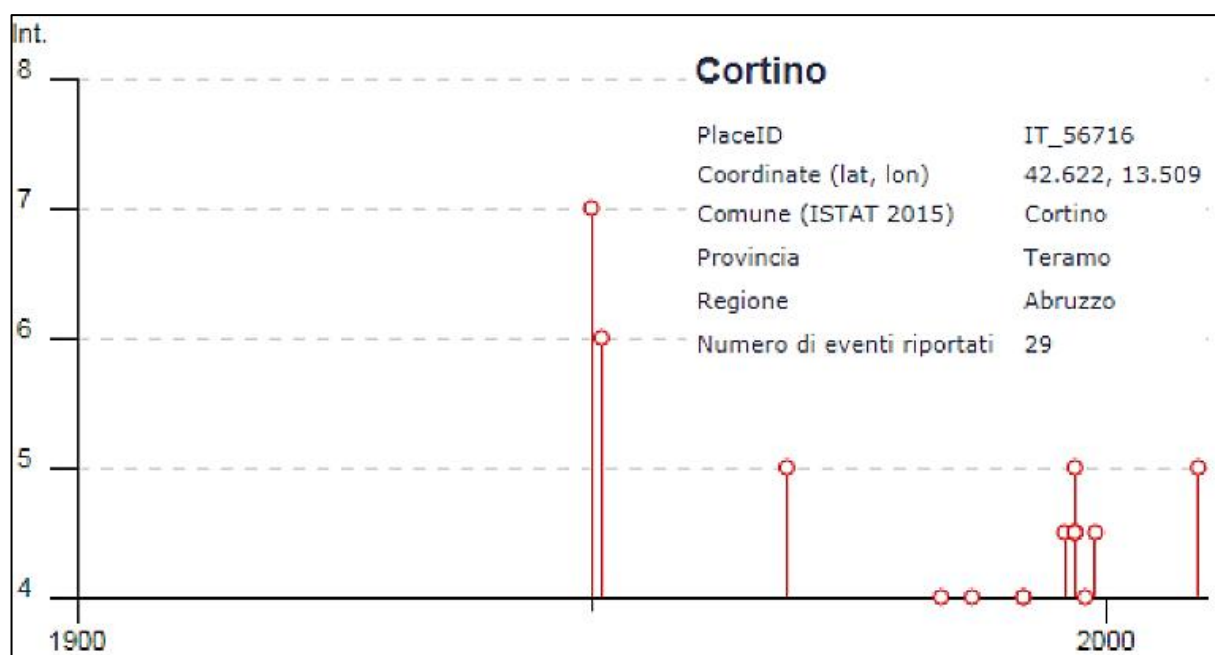
Figura 64: *Consultazione per località dal DBMI15 per Cortino con intensità ≥ IV MCS*
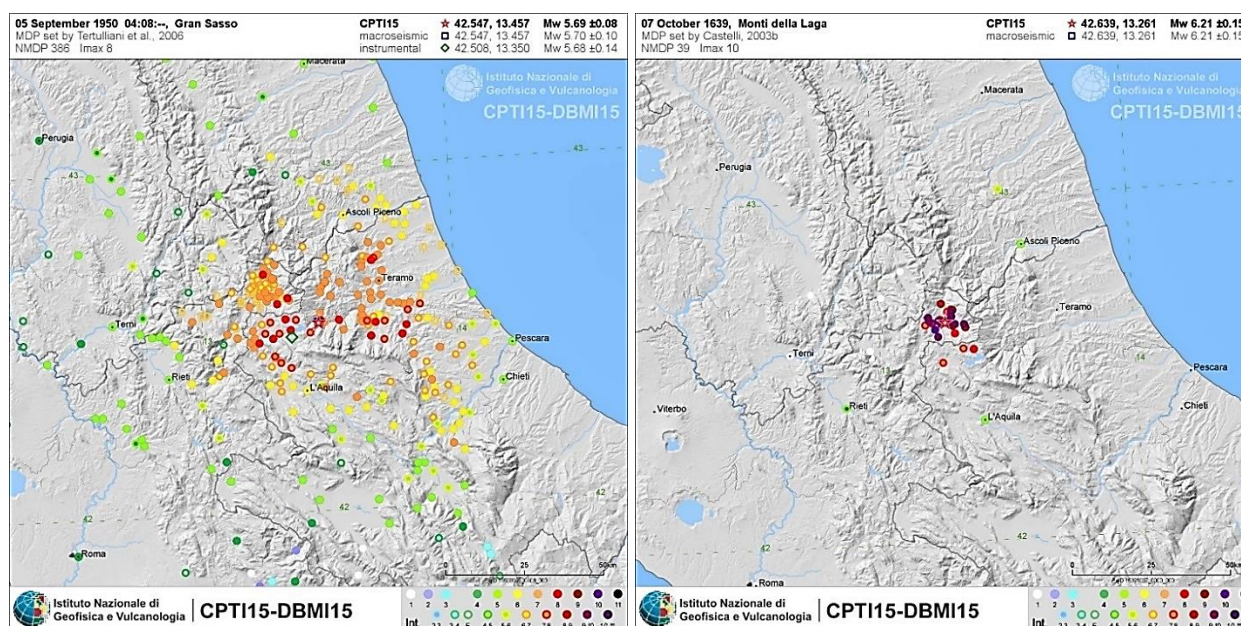
Figura 65: *Distribuzione degli effetti del terremoto del 5 Settembre 1950 (a sinistra) e del 7 Ottobre 1639 (a destra)*

Tabella 9: *Elenco dei terremoti storici che hanno interessato il comune di Cortino da DBMI15.*

Intensità	Anno Me Gi Ho Mi Se	Area Epicentrale	NMDP	Io	Mw
7	1950 09 05 04 08	Gran Sasso	386	8	5,69
6	1951 08 08 19 56	Gran Sasso	94	7	5,25
5	2009 04 06 01 32 40.40	Aquilano	316	9-10	6,29
5	1997 09 26 09 40 26.60	Appennino umbro-marchigiano	869	8-9	5,97
5	1969 09 26 23 40 39.00	Teramano	97	5	4,39
4-5	1997 09 26 00 33 12.88	Appennino umbro-marchigiano	760	7-8	5,66
4-5	1996 10 20 19 06 55.57	Appennino laziale-abruzzese	100	5	4,36
4-5	1999 10 10 15 35 51.91	Alto Reatino	79	4-5	4,21
4-5	1997 10 03 08 55 22.07	Appennino umbro-marchigiano	490		5,22
4-5	1997 10 06 23 24 53.29	Appennino umbro-marchigiano	437		5,47
4-5	1997 10 14 15 23 10.64	Valnerina	786		5,62
4-5	1997 11 09 19 07 33.27	Valnerina	180		4,87
4	1984 05 07 17 50	Monti della Meta	912	8	5,86
4	1987 07 03 10 21 57.64	Costa Marchigiana	359	7	5,06
4	1992 08 25 02 25 48.38	Aquilano	63	5	4,11
4	1992 10 24 18 44 48.60	Monti della Laga	32	5	4,08
4	1998 04 05 15 52 21.01	Appennino umbro-marchigiano	395		4,78
3-4	1986 10 13 05 10 00.31	Monti Sibillini	322	5-6	4,46
3	1999 11 29 03 20 33.86	Monti della Laga	62	5-6	4,15
3	1994 06 02 17 38 13.82	Aquilano	106	5	4,21
3	1994 06 02 16 41 23.61	Aquilano	60	4-5	3,99
2-3	1998 08 15 05 18 08.89	Reatino	233	5-6	4,42
NF	1910 06 29 13 52	Valnerina	58	7	4,93
NF	1900 08 10 04 28 13.00	Teramano	15	5	4,28
NF	2005 12 15 13 28 39.59	Val Nerina	350	5	4,14
NF	2006 04 10 19 03 36.67	Maceratese	211	5	4,06
NF	1994 01 05 08 49 28.40	Monti della Laga	23	4-5	3,47
NF	2003 05 25 17 15 13.95	Ascolano	88	4-5	3,81
NF	1990 05 05 07 21 29.61	Potentino	1375		5,77

Il DBMI15 è correlato al Catalogo Parametrico dei Terremoti Italiani CPTI15 (https://emidius.mi.ingv.it/CPTI15-DBMI15/query_eq/), dove è possibile effettuare la consultazione per terremoto ed ottenere una serie di informazioni dettagliate per ciascun evento.

Dal catalogo CPTI15 si è ritenuto opportuno considerare anche l'effetto riscontrato nei comuni limitrofi (entro i 30 km da Cortino) là dove non ci sono dati specifici per il comune in esame (Fig.66): sono stati rilevati 46 eventi sismici di cui 20 occorsi prima del 1950. Tra questi, il sisma con intensità epicentrale maggiore è quello verificatosi il 7 Ottobre 1639 (Monti della Laga, I_0 IX - X MCS, Mw 6.21, Fig.65 a destra) del quale si hanno 39 informazioni relative al campo macrosismico.

Dalle testimonianze documentate da M. Baratta nel libro *"I terremoti d'Italia"* la scossa del 1639 è descritta nel seguente modo:

> *"Nella notte 7-8 ottobre, a 7h, in Amatrice si sentì una scossa che fece risvegliare le persone: dopo un quarto d'ora, essendone sopraggiunta un'altra più intensa, gli abitanti abbandonarono le case; venne quindi alle 7h ½ circa la terza, che fu rovinosa. Cadde per*

questo scuotimento buona parte del palazzo Orsini e di quello del Reggimento: rovinarono la maggior parte delle case e delle chiese, fra cui quella del Crocifisso e del Sacramento. Molti furono i morti ed i feriti sì in città che in campagna. I danni ascesero a 400.000 scudi."

"Fino a 9h di notte ad Amatrice furono sentite molte repliche: al 14 ottobre a 7h ½ se ne ebbe una violenta, che fece rovinare altre case e così pure nuovi danni apportò quella succeduta nel giorno 17."

Anno	Mese	Giorno	Area Epicentrale	Lat	Lon	NMDP	I_0	Mw
1384	10	22	Teramo	42,659	13,703	2	7	5,1
1619	7	7	Aquilano	42,526	13,296	5	7-8	5,33
1627	7		Monti della Laga	42,694	13,248	1	7-8	5,33
1639	10	7	Monti della Laga	42,639	13,261	39	9-10	6,21
1646	4	28	Monti della Laga	42,615	13,247	10	9	5,9
1672	6	8	Monti della Laga	42,569	13,302	10	7-8	5,33
1803	4	7	Gran Sasso	42,505	13,551	3	4-5	3,93
1804	5	22	Gran Sasso	42,529	13,646	24	8	5,42
1883	11	7	Monti della Laga	42,671	13,255	4	7	5,1
1888	7	8	Teramo	42,556	13,665	7	5	4,46
1889	11	28	Monti Sibillini	42,814	13,404	10	4-5	4,19
1900	8	10	Teramano	42,781	13,733	15	5	4,28
1906	1	29	Valle del Tronto	42,607	13,423	50	5	4,28
1909	3	16	Gran Sasso	42,442	13,393	19	4-5	4,03
1910	12	22	Monti della Laga	42,708	13,281	19	5	4,3
1917	3	21	Monti Sibillini	42,793	13,314	21	5	4,44
1920	2	10	Monti Sibillini	42,837	13,439	18	5	4,3
1941	12	19	Monti Sibillini	42,758	13,283	30	7	5,02
1942	1	31	Ascolano	42,9	13,533			
1943	1	29	Monti Sibillini	42,718	13,292	50	6-7	4,94
1950	3	7	Monti della Laga	42,633	13,3		4-5	4,74
1950	3	12	Monti della Laga	42,694	13,248	1	5	4,16
1950	9	3	Ascolano	42,878	13,579	5	5-6	4,4
1950	9	5	Gran Sasso	42,547	13,457	386	8	5,69
1951	8	8	Gran Sasso	42,466	13,461	94	7	5,25
1959	1	1	Teramano	42,699	13,674	46	5	4,33
1960	3	16	Monti della Laga	42,613	13,322	81	5	4,44
1963	7	21	Monti della Laga	42,622	13,323	11	7	4,71
1969	9	26	Teramano	42,707	13,567	97	5	4,39
1973	4	20	Ascolano	42,855	13,576	2	5-6	4,4
1992	10	24	Monti della Laga	42,618	13,251	32	5	4,08
1994	1	5	Monti della Laga	42,577	13,244	23	4-5	3,47
1996	10	20	Appennino laziale-abruzzese	42,559	13,263	100	5	4,36
1999	10	10	Alto Reatino	42,647	13,22	79	4-5	4,21
2004	12	9	Teramano	42,79	13,791	213	5	4,09
2009	4	6	Aquilano	42,417	13,402			4,21
2009	4	6	Aquilano	42,463	13,385			5,09
2009	4	8	Aquilano	42,497	13,367			4,11
2009	4	9	Aquilano	42,489	13,351			5,39
2009	4	9	Aquilano	42,445	13,434			4,3
2009	4	9	Aquilano	42,504	13,35			5,21
2009	4	13	Aquilano	42,498	13,377			5,02
2009	4	14	Aquilano	42,542	13,32			4
2009	4	15	Aquilano	42,515	13,33			4,12
2009	6	22	Aquilano	42,445	13,354			4,68
2009	9	24	Aquilano	42,452	13,352			4,19

Figura 66: *A sinistra l'elenco dei terremoti storici che hanno interessato il comune di Cortino e le aree limitrofe entro 30 km; a destra la relativa mappa con le localizzazioni degli epicentri da CPTI15*

Dalla consultazione del CPTI15, il terremoto più antico per quest'area circoscritta risulta essere quello del 1384 con epicentro a Teramo. Questo evento è segnalato da una compilazione storica abruzzese (Bindi, 1889) che nel 1384 riporta *"forti terremoti"* a Teramo e Atri.

3.5 Analisi dei parametri "strong motion" dei recenti eventi sismici dell'Italia Centrale e caratterizzazione del "near field"

L'area oggetto del presente studio è stata recentemente colpita dall'importante sequenza sismica del 2016-17 (sequenza sismica del Centro Italia). Tale sequenza si è sviluppata in un'area compresa tra la sequenza del 1997 (Umbria-Marche, nota con il nome di sequenza di Colfiorito) a Nord e la sequenza del 2009 (sequenza de L'Aquila) a Sud. In Fig.67 sono evidenziati in mappa i rapporti tra queste sequenze: come si nota Cortino ha risentito delle due sequenze di L'Aquila 2009 e del centro Italia 2016-17, anche con la presenza di epicentri di repliche localizzati proprio nell'area.
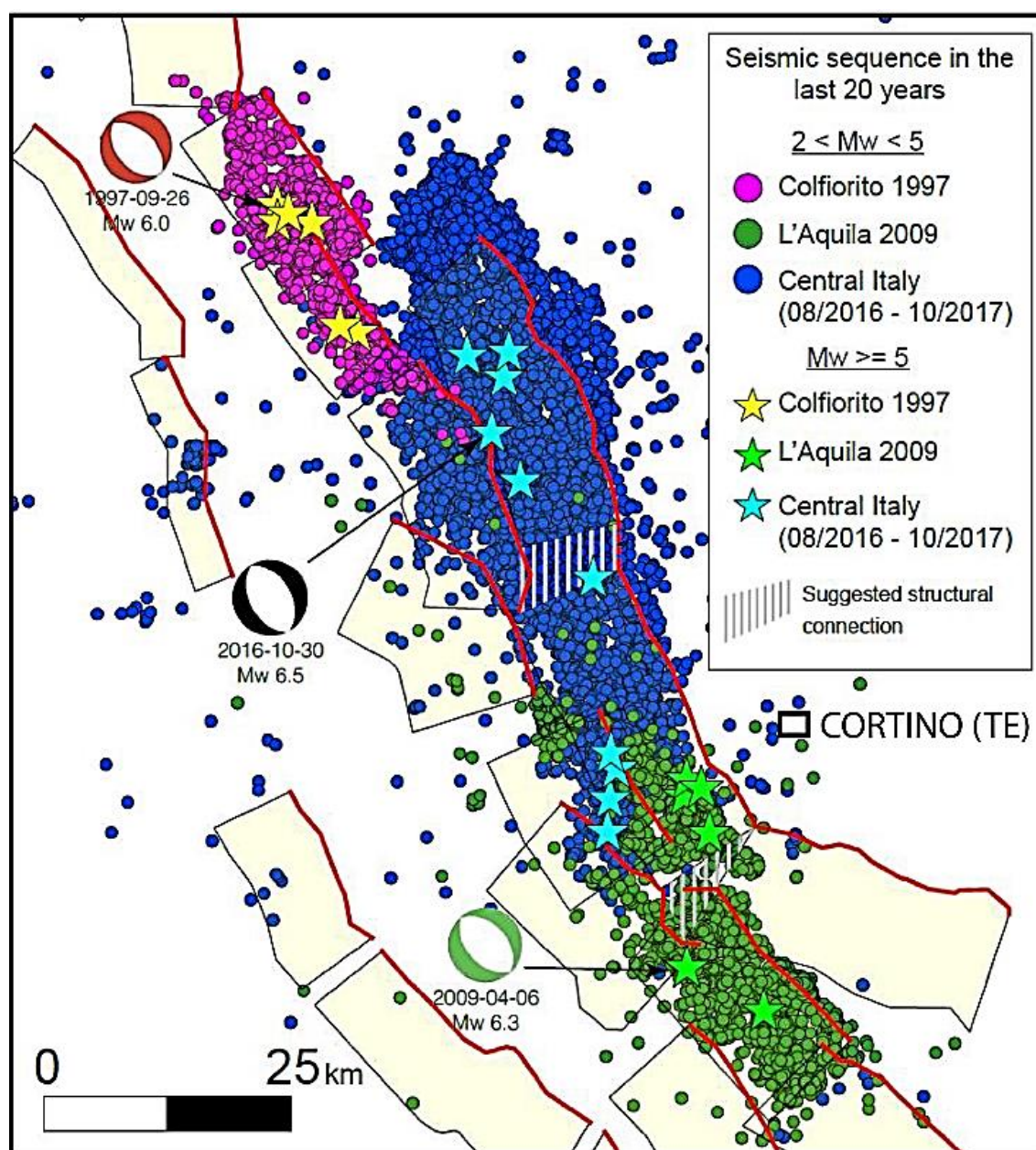
Figura 67: *Epicentri dei terremoti occorsi nell'area dell'Italia centrale negli ultimi 20 anni, con particolare riguardo alle 3 principali sequenze sismiche del 1997, del 2009 e del 2016. Con il rettangolo nero viene localizzato il comune di interesse (modificato da Valentini* et al., *2019)*

Uno degli obiettivi principali di questo lavoro di tesi è quello di porre l'accento sulle modifiche che subiscono i segnali sismici nelle vicinanze dall'epicentro. Dall'analisi dei numerosi segnali sismici è stato possibile determinare la distanza di *near field*, la quale è stata valutata intorno a 30 km, con uno scarto di 10 km per terremoti con magnitudo più elevata. In questo intervallo di distanza i segnali si presentano piuttosto scatterati (Fig.68-71) ed è molto difficile delineare un andamento, mentre a distanze maggiori essi tendono ad avere un decrescente

La caratterizzazione delle alte frequenze del moto sismico è importante in quanto esse, nelle brevi distanze non hanno il tempo di attenuarsi geometricamente e quindi arrecano danni maggiori agli edifici più bassi e tozzi rispetto alle basse frequenze le quali interessano per lo più gli edifici alti e snelli. Nei primi km dall'epicentro non abbiamo la presenza di onde di superficie, che interessano maggiormente le zone così dette *far field*. Per distanze comprese antro i 30 km il moto sismico è caratterizzato per lo più dalle onde di volume, P ed S.

Sono stati analizzati alcuni parametri *strong motion* della recente sequenza sismica del Centro Italia 2016 -17 e degli eventi sismici a partire dal 1997 presenti nel catalogo parametrico dei terremoti italiani, CPTI15 (Rovida *et al*. 2015) con $M_w \geq 5.0$ e considerando esclusivamente quelli avvenuti nell'Italia centrale e con cinematica afferente a faglie normali (Tab.10). Sono state quindi analizzate le sequenze sismiche di Colfiorito 1997, L'Aquila 2009 e Centro Italia 2016-2017.

I dati riguardanti i valori del picco di accelerazione al suolo (PGA) e dell'accelerazione spettrale (SA) considerando i periodi di 0.1 s, 0.3 s e 1.0 s, sono stati reperiti dal database Engineering Strong Motion (Luzi *et al*. 2016). Tutti gli eventi sono stati analizzati ponendo sull'asse delle ascisse la distanza epicentrale (in km) e su quello delle ordinate l'accelerazione (in g).

Gli eventi con magnitudo momento più elevata presentano dei valori di accelerazione maggiore che si prolungano per distanze maggiori, infatti in questi casi il *near field* può essere considerato fino a 40 km. Questo perché tutti i parametri di Ground Motion sono fortemente influenzati dall'energia liberata durante un evento sismico e quindi dalla magnitudo.

Tabella 10: *Elenco cronologico dei terremoti con $M_W \geq 5$ dal 1997 ad oggi che hanno colpito l'Italia centrale*

DATA EVENTO	M_W
26/09/1997	5.7
26/09/1997	6.0
3/10/1997	5.2
6/10/1997	5.4
12/10/1997	5.2
14/10/1997	5.6
21/03/1998	5.0
03/04/1998	5.1
06/04/2009	6.1
06/04/2009	5.1
06/04/2009	5.1
07/04/2009	5.1
07/04/2009	5.5
09/04/2009	5.4
09/04/2009	5.2
13/04/2009	5.0
24/08/2016	6.0
24/08/2016	5.3
26/10/2016	5.4
26/10/2016	5.9
30/10/2016	6.5
18/01/2017	5.5
18/01/2017	5.4
18/01/2017	5.1
18/01/2017	5.0
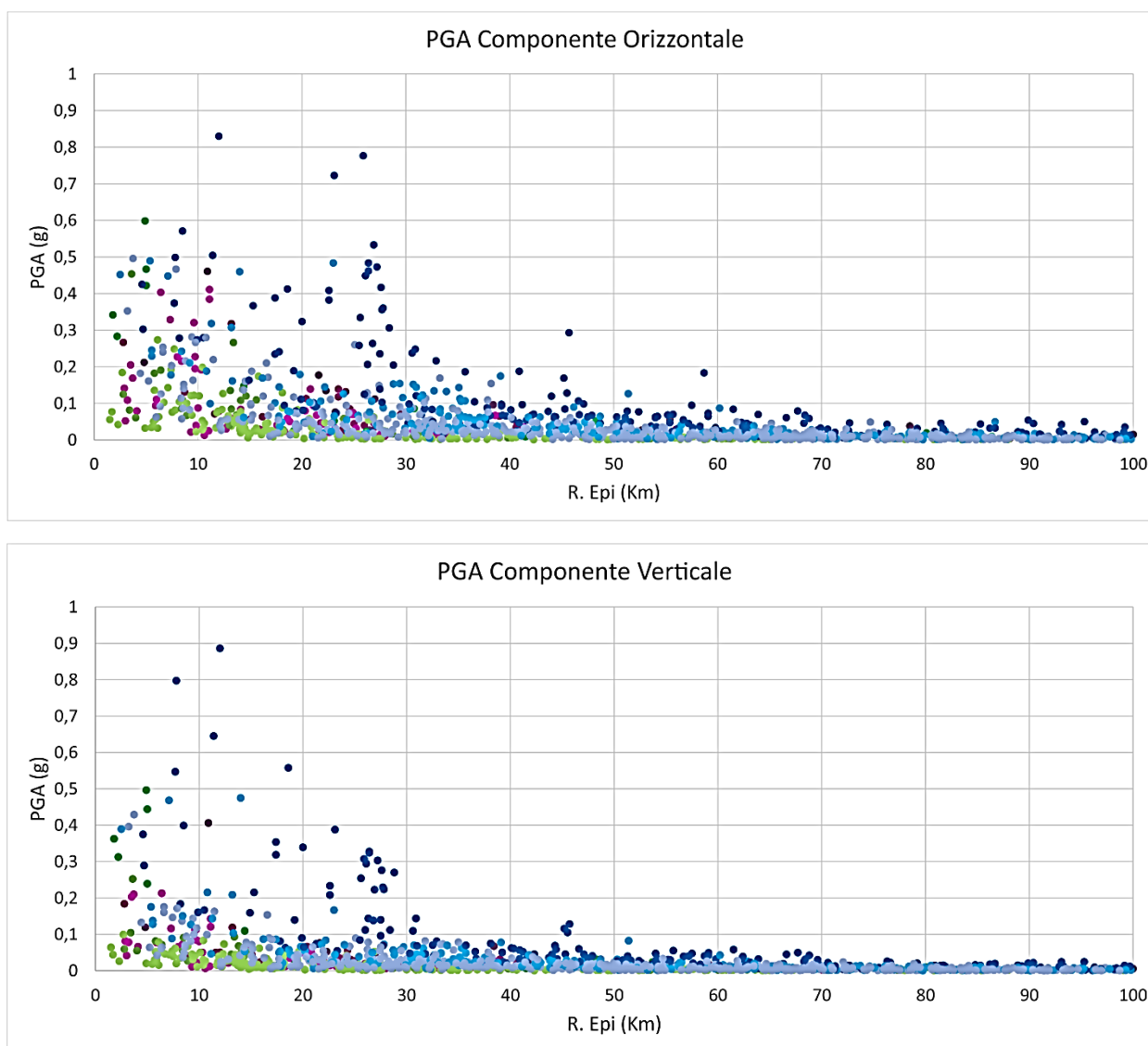
Figura 68: *Andamento della PGAh e PGAv in relazione alla distanza epicentrale*
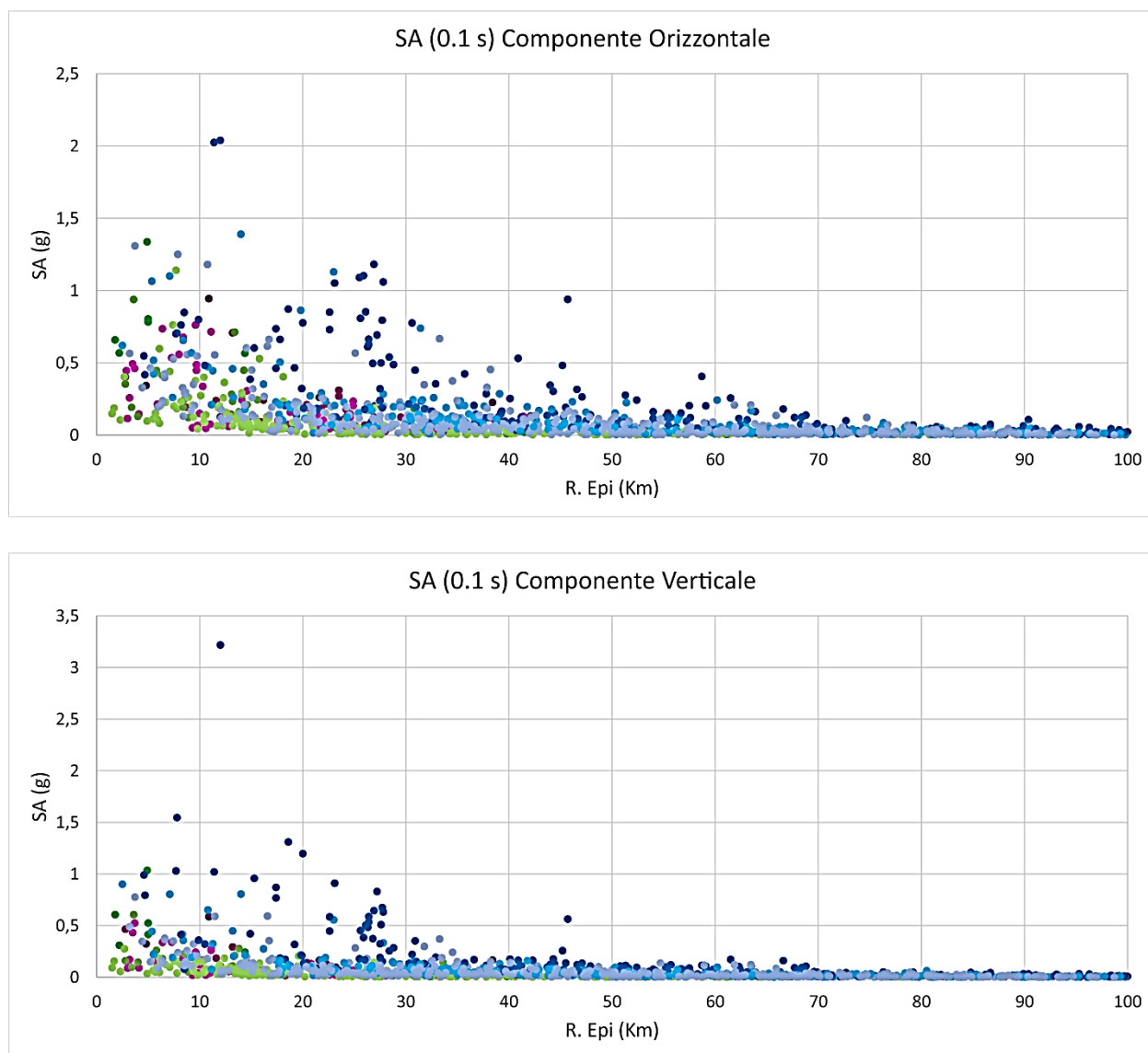
Figura 69: *Andamento della SAh e SAv a 0,1 s in relazione alla distanza epicentrale*
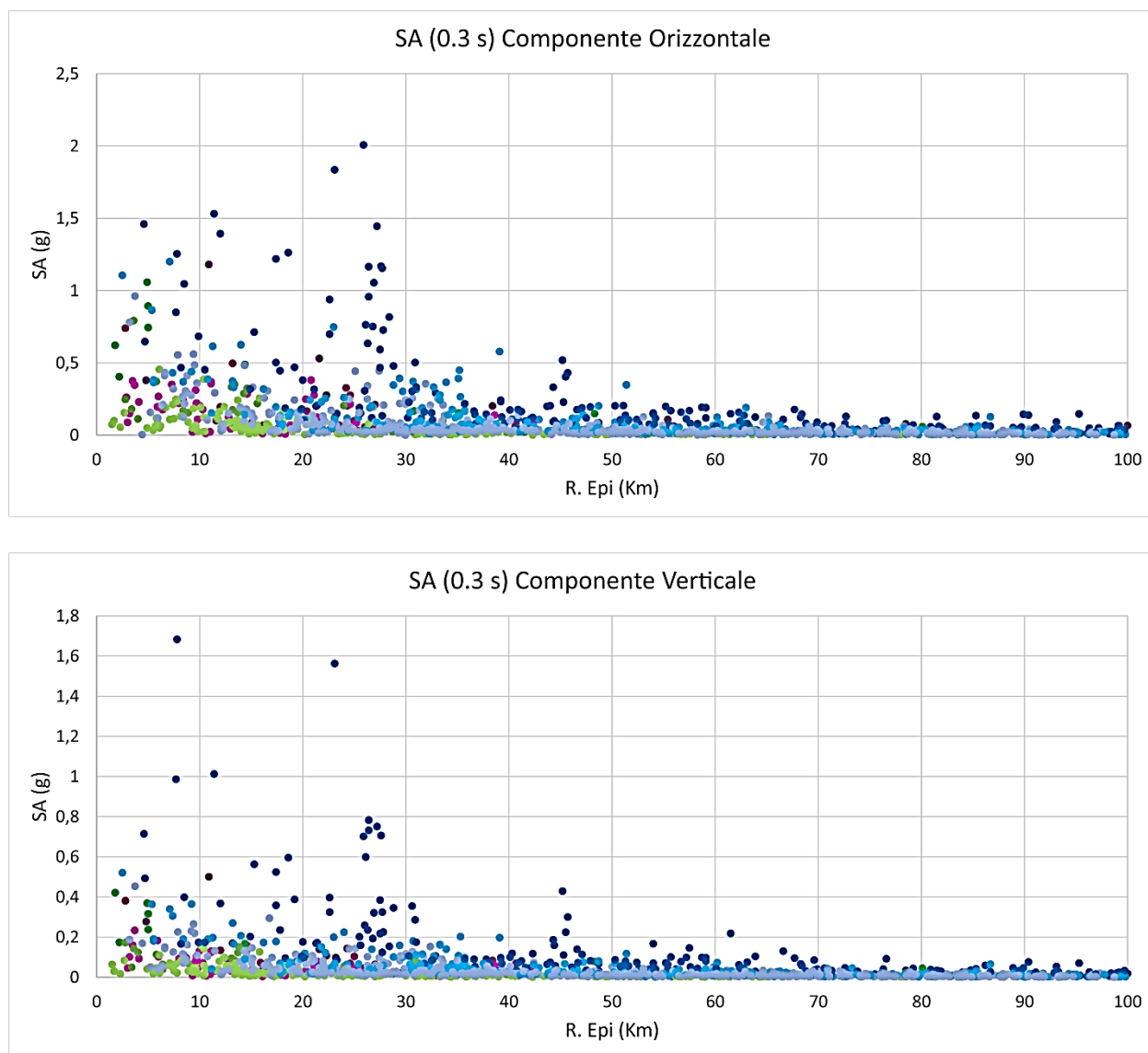
Figura 70: *Andamento della SAh e SAv a 0,3 s in relazione alla distanza epicentrale*
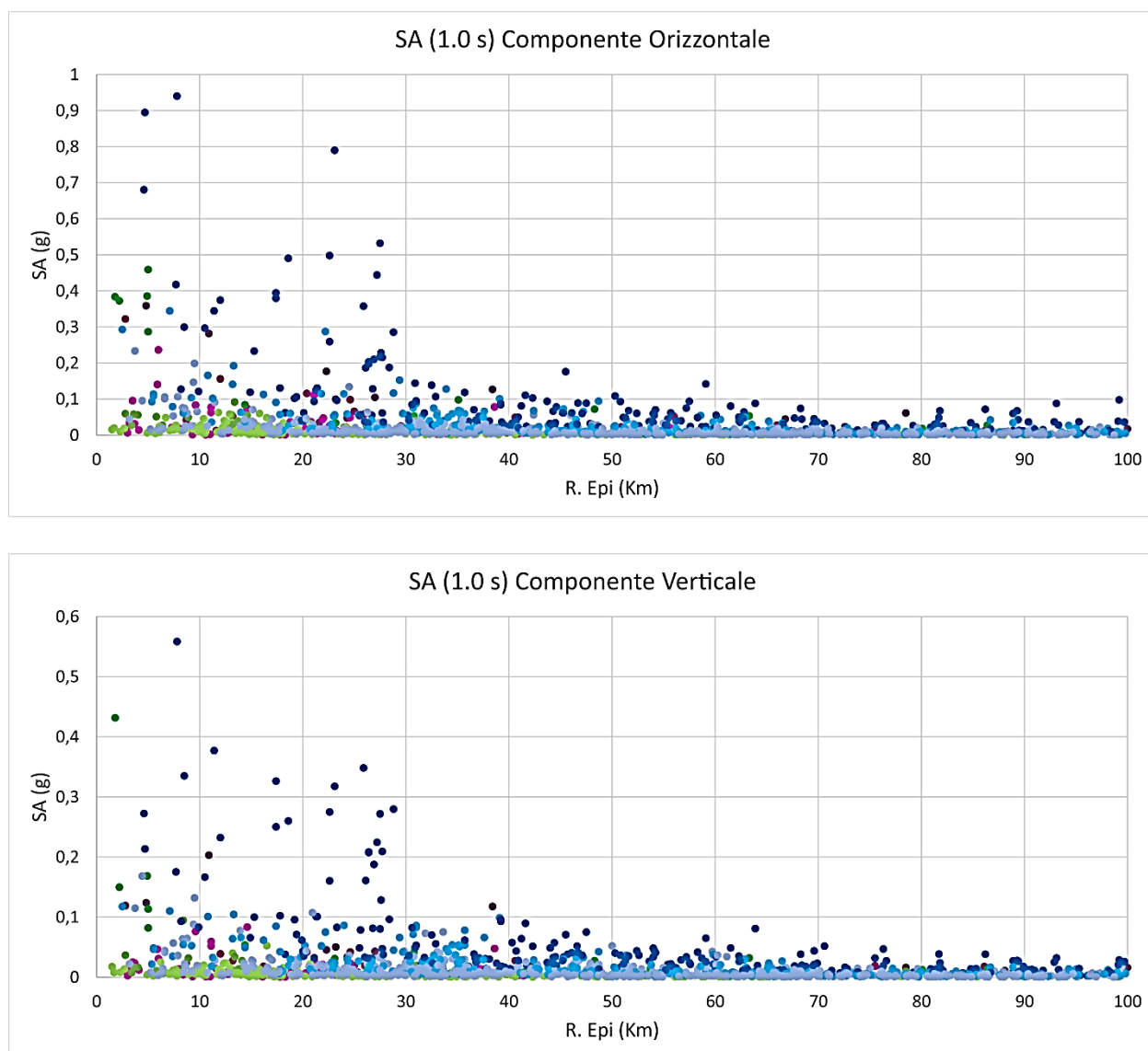
Figura 71: *Andamento della SAh e SAv a 1,0 s in relazione alla distanza epicentrale*

3.6 *Sequenza sismica del Centro Italia 2016/2017*

La sequenza sismica del Centro Italia, iniziata con il terremoto M_w 6.0 di Amatrice e la forte replica M_w 5.4 avvenuti il 24 agosto 2016, è stata caratterizzata da forti terremoti alla fine del mese di ottobre 2016. Il 26 ottobre due eventi di M_w 5.4 e 5.9 hanno interessato l'area posta al confine Marche -Umbria tra i Comuni di Castelsantangelo sul Nera (MC), Norcia (PG) e Arquata del Tronto (AP). La mattina del 30 ottobre 2016 un terremoto di M_w 6.5 con epicentro non lontano da Norcia ha interessato l'intera area già profondamente colpita dalla sequenza; questo è stato il più forte terremoto registrato negli ultimi 30 anni in Italia. A quasi 5 mesi dall'inizio dell'emergenza sismica, il 18 gennaio 2017 si sono verificati quattro eventi di magnitudo ≥5.0: tali eventi si collocano nella parte meridionale della sequenza sismica.

Di seguito vengono descritti nel dettaglio i tre eventi sismici di maggior entità della sequenza del Centro Italia e i danneggiamenti riscontrati nel comune investigato.

3.6.1 Terremoto del 24 Agosto 2016

Il terremoto avvenuto il 24 Agosto 2016 alle 3:36:32 (ora italiana) ha avuto epicentro in provincia di Rieti (presso il comune di Accumoli, Fig.72 a sinistra), ma ha interessato anche le province di Perugia, Ascoli Piceno, L'Aquila e Teramo. I comuni più vicini all'epicentro sono: Accumoli, Amatrice, Arquata del Tronto.
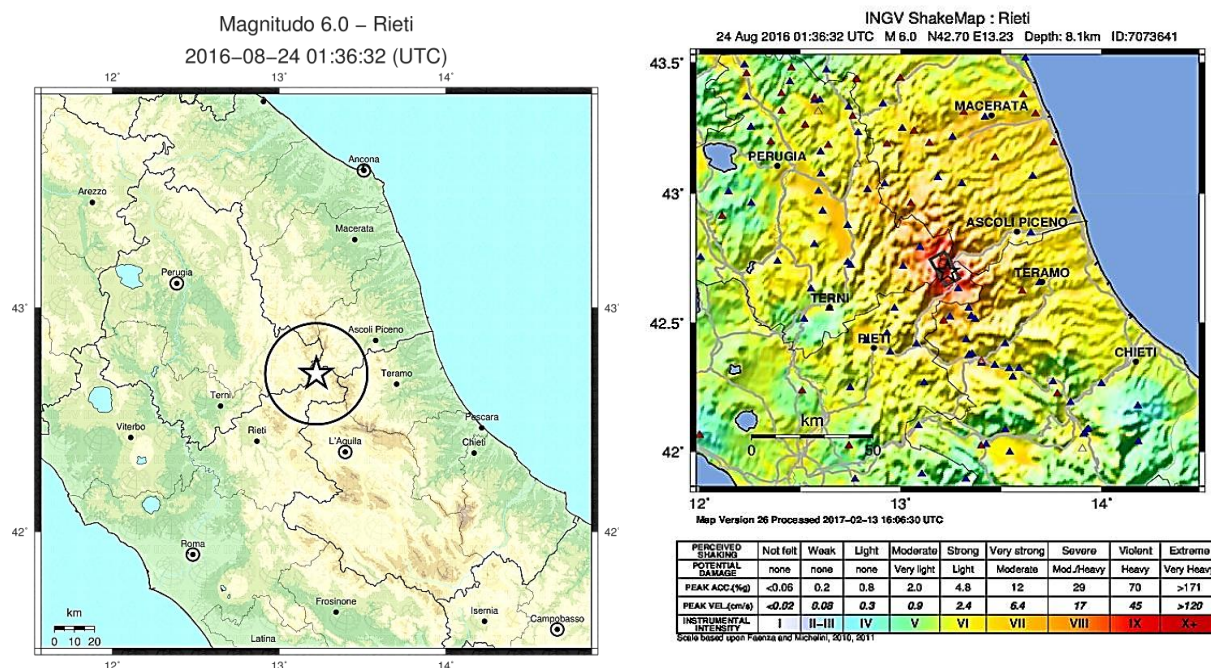
Figura 72: *Localizzazione dell'evento del 24 Agosto (a sinistra). Shakemap espressa in intensità del sisma del 24 Agosto (a destra)*

A)
INGV Peak Accel. Map (in %g) : Rieti
24 Aug 2016 01:36:32 UTC M 6.0 N42.70 E13.23 Depth: 8.1km ID:7073641
43.5˚
43˚
42.5˚
42˚
12˚
13˚
14˚
km
0
50
Map Version 26 Processed 2017-02-13 16:06:30 UTC
10
20
30
40
50

B)
INGV Peak Velocity Map (in cm/s) : Rieti
24 Aug 2016 01:36:32 UTC M 6.0 N42.70 E13.23 Depth: 8.1km ID:7073641
43.5˚
43˚
42.5˚
42˚
12˚
13˚
14˚
km
0
50
Map Version 26 Processed 2017-02-13 16:06:30 UTC
9
18
27
36
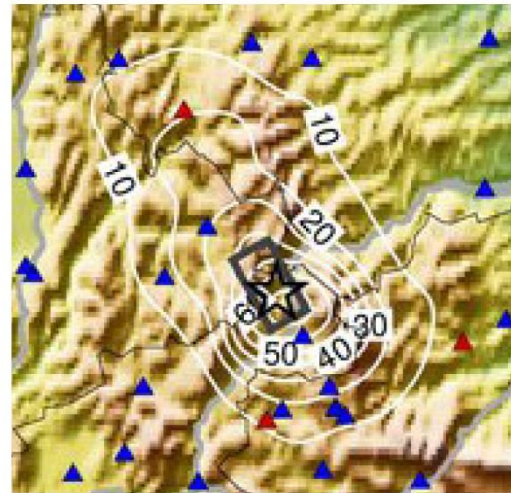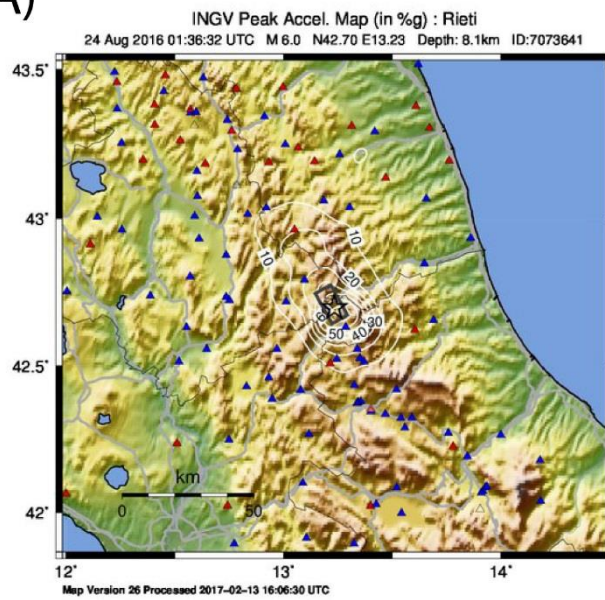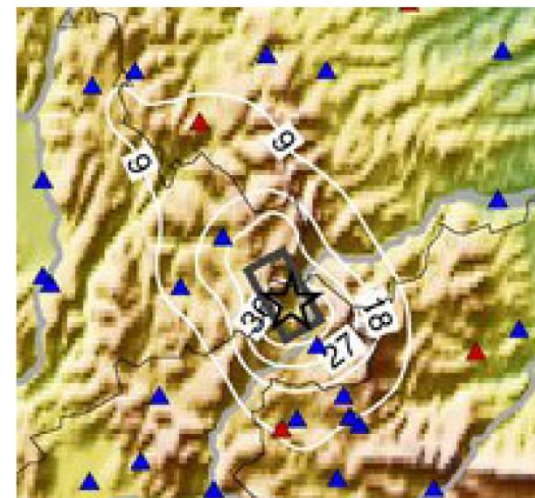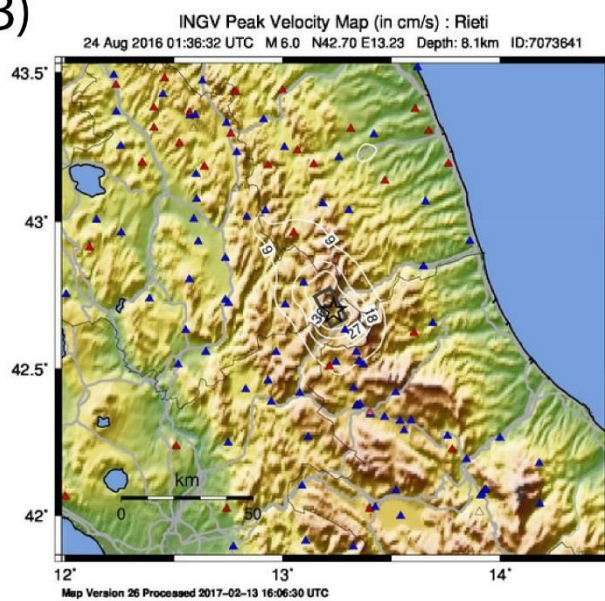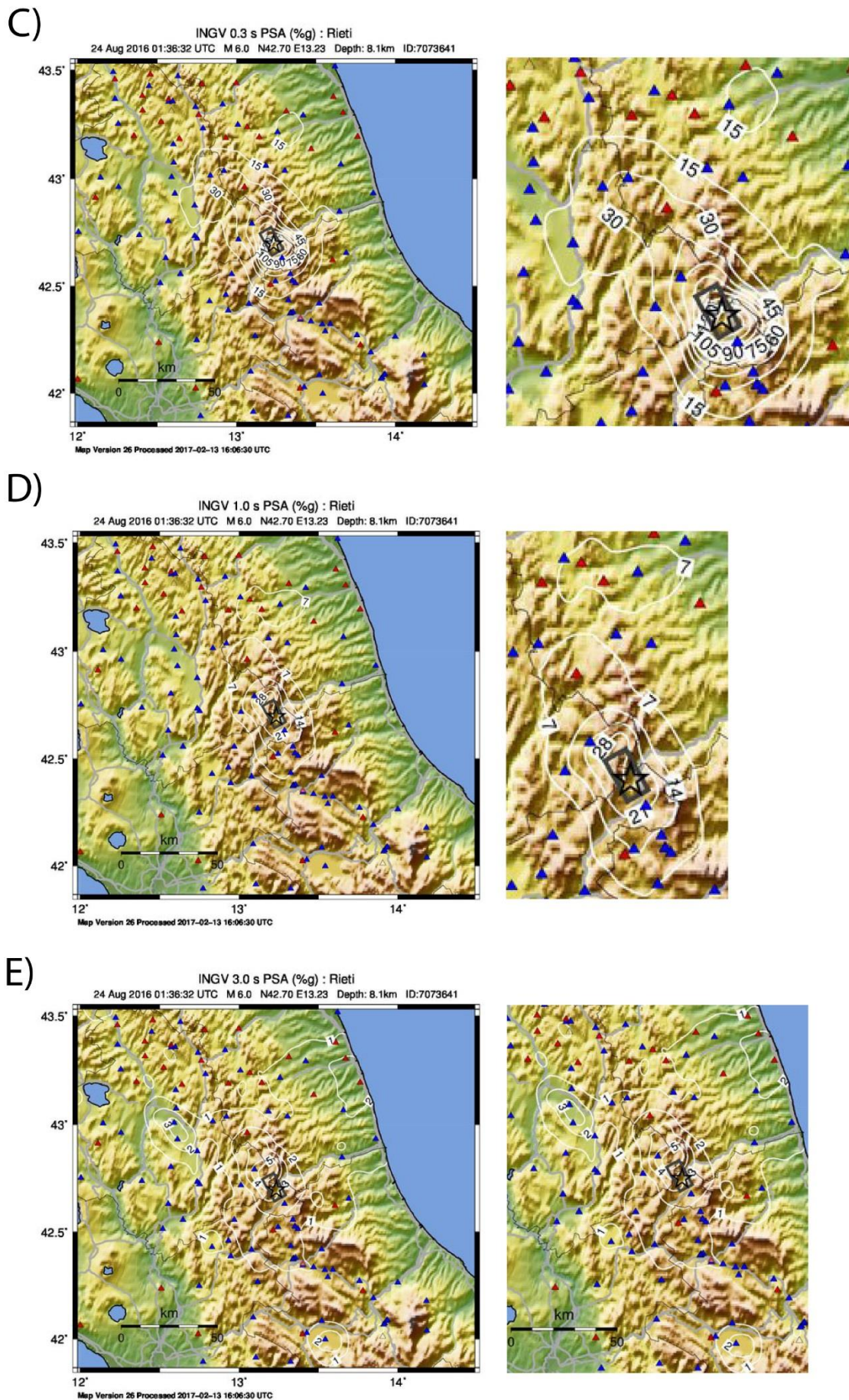
Figura 73: *Shakemaps dell'evento del 24 Agosto 2016 con i valori di PGA (A), PGV (B), PSA a 0.3 – 1.0 – 3.0 secondi (C, D, E) http://shakemap.rm.ingv.it/shake/index.html*

La magnitudo locale (Richter) del terremoto è pari a 6.0 e anche la magnitudo momento, calcolata con l'analisi delle forme d'onda della RSN, è pari a 6.0.

La zona interessata dagli aftershocks, che in prima approssimazione rappresenta l'estensione della faglia attivata, è pari a circa 25 km ed è allineata in senso NNO – SSE. Questa dimensione è coerente con un terremoto di magnitudo 6.

Le mappe di scuotimento (*ShakeMap*) forniscono un'immediata visualizzazione del livello di scuotimento di una zona interessata da un terremoto. Esse riportano i valori di picco registrati da accelerometri e sismometri, principalmente forniti dalla Rete Accelerometrica Nazionale del Dipartimento per la Protezione Civile (triangoli blu) e dalla Rete Sismica Nazionale dell'INGV (triangoli rossi), presenti nella zona del terremoto. Le mappe riportano sia valori fisici, come ad esempio accelerazione e velocità di picco orizzontali, che una trasposizione di questi valori in intensità macrosismica che ovviamente non è osservata ma stimata dai dati. Questa distribuzione del risentimento atteso fornisce una prima indicazione sul livello di scuotimento osservato e quindi del potenziale impatto, informazione molto utile alla Protezione Civile per il coordinamento e l'organizzazione delle squadre di soccorso in caso di terremoti rilevanti.

La mappa di scuotimento del sisma del 24 Agosto (Fig.72 a destra), indica uno scuotimento del terreno relativamente più alto nella zona Sud-Occidentale dall'epicentro. Le shakemaps relative ai valori fisici di accelerazione, velocità e spettro di risposta (per periodi di 0.3 – 1.0 – 3.0 secondi) sono presenti nella Fig.73.

3.6.2 Terremoto del 26 Ottobre 2016

PERCEIVED SHAKING	Not felt	Weak	Light	Moderate	Strong	Very strong	Severe	Violent	Extreme
POTENTIAL DAMAGE	none	none	none	Very light	Light	Moderate	Mod./Heavy	Heavy	Very Heavy
PEAK ACC.(%g)	<0.06	0.2	0.8	2.0	4.8	12	29	70	>171
PEAK VEL.(cm/s)	<0.02	0.08	0.3	0.9	2.4	6.4	17	45	>120
INSTRUMENTAL INTENSITY	I	II–III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X+
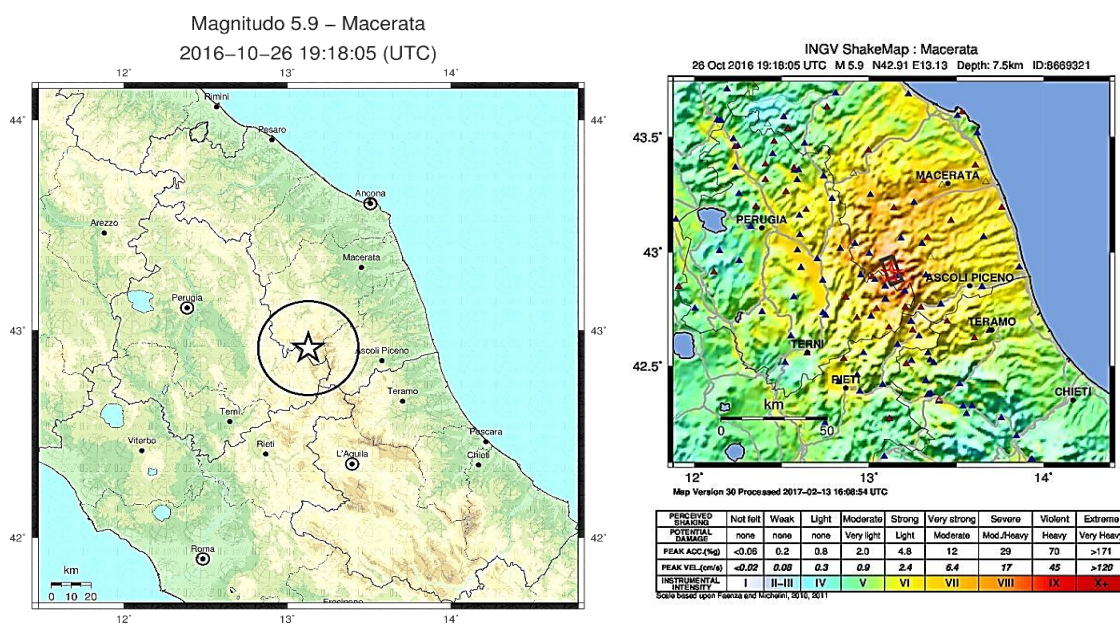
Figura 74: *Localizzazione dell'evento del 26 Ottobre (a sinistra). Shakemap espressa in intensità del sisma del 26 Ottobre (a destra)*
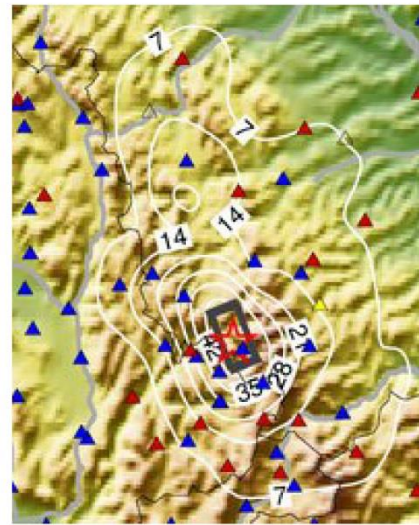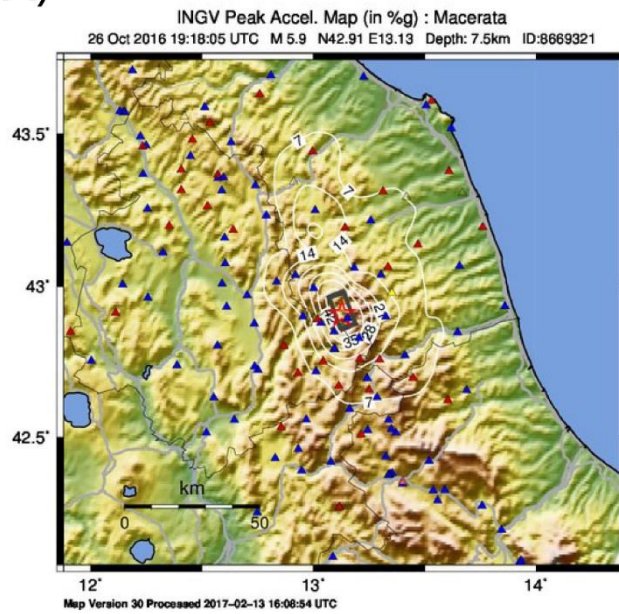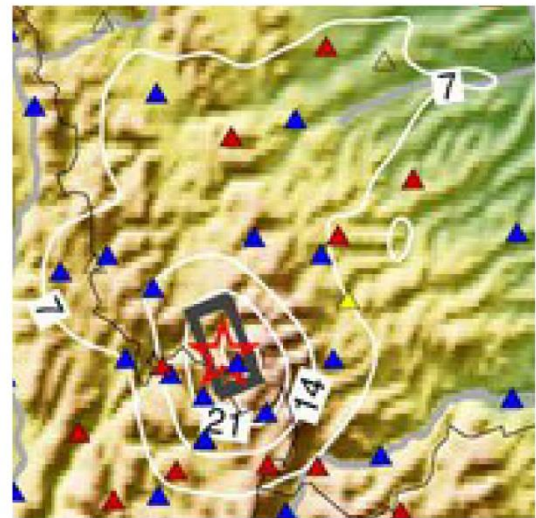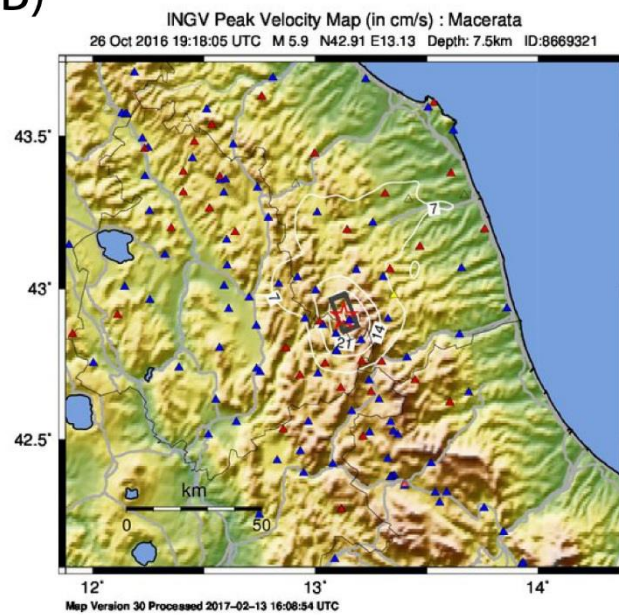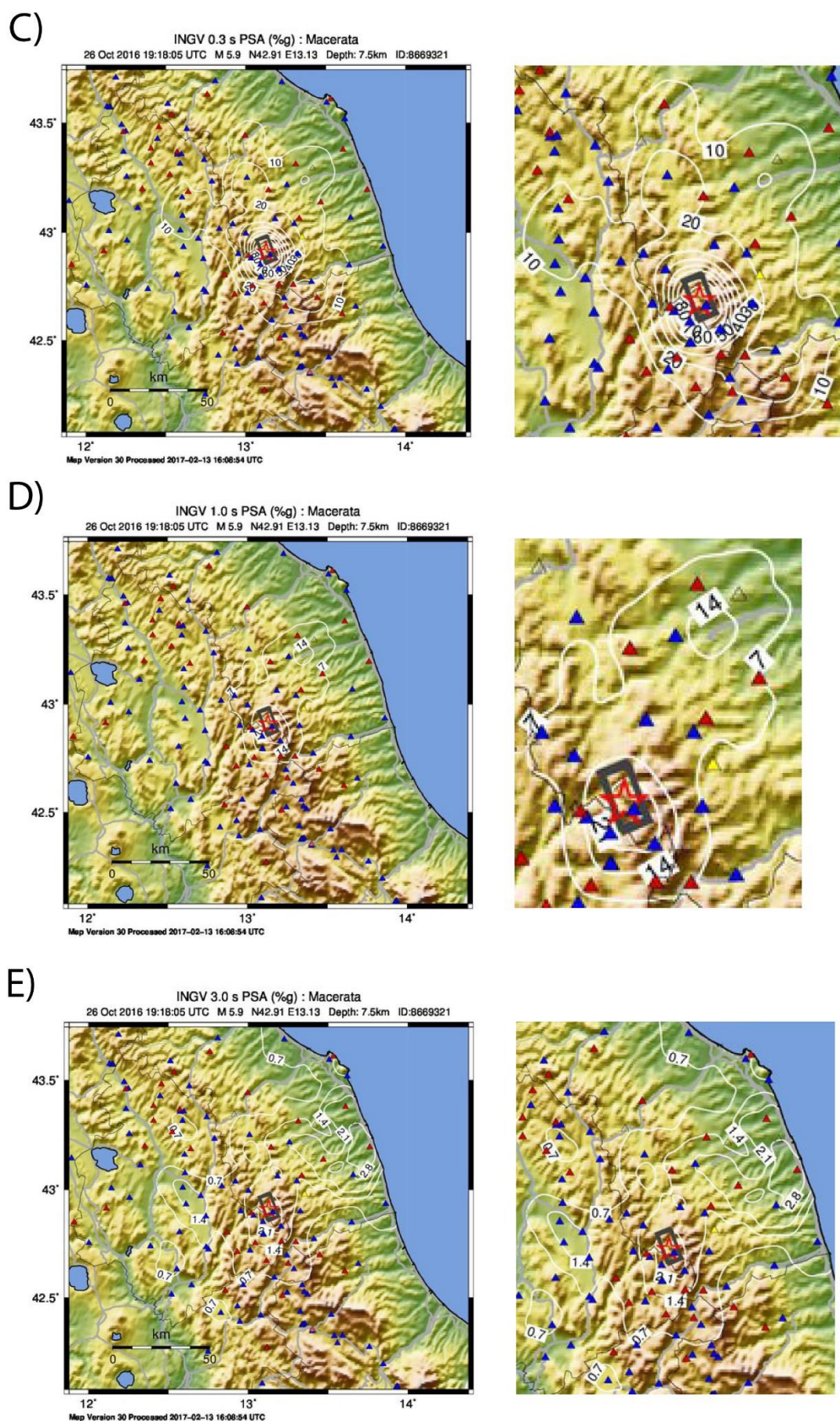
Figura 75: *Shakemaps dell'evento del 26 Ottobre 2016 con i valori di PGA (A), PGV (B), PSA a 0.3 – 1.0 – 3.0 secondi (C, D, E) http://shakemap.rm.ingv.it/shake/index.html*

Il sisma del 26 Ottobre 2016 delle 21:18:05 (ora italiana) è avvenuto al confine tra la provincia di Macerata e quella di Perugia (Fig.74 a sinistra), circa 5 km a nord di quella di magnitudo 5.4 delle 19:10 dello stesso giorno. La magnitudo locale è pari a 5.9, stesso valore anche per la magnitudo momento.
Questo evento è stato seguito da numerose repliche di magnitudo minore. La zona che si è attivata con questo evento è adiacente a quella attiva nelle settimane precedenti, estendendo l'area attiva dalla zona di Visso verso nord di circa 10 km, fino al centro di Pieve Torina.

Si tratta anche in questo caso di una faglia normale (estensionale) con piani di faglia paralleli alla direzione della catena appenninica. Considerando la posizione dei nuovi epicentri, si ritiene che si sia attivata una nuova struttura, contigua con quella del 24 agosto. Le profondità ipocentrali calcolate dalla sala sismica INGV sono intorno a 8 km, mentre la posizione del centroide del TDMT è intorno ai 5 km.

La shakemap espressa in valori di intensità (Fig.74 a destra), indica uno scuotimento del terreno relativamente più basso rispetto al sisma di agosto.
Le mappe dello scuotimento relative ai valori fisici di accelerazione, velocità e spettro di risposta (per periodi di 0.3 – 1.0 – 3.0 secondi) sono presenti nella Fig.75.

3.6.3 *Terremoto del 30 Ottobre 2016*

PERCEIVED SHAKING	Not felt	Weak	Light	Moderate	Strong	Very strong	Severe	Violent	Extreme
POTENTIAL DAMAGE	none	none	none	Very light	Light	Moderate	Mod./Heavy	Heavy	Very Heavy
PEAK ACC.(%g)	<0.06	0.2	0.8	2.0	4.8	12	29	70	>171
PEAK VEL.(cm/s)	<0.02	0.08	0.3	0.9	2.4	6.4	17	45	>120
INSTRUMENTAL INTENSITY	I	II–III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X+
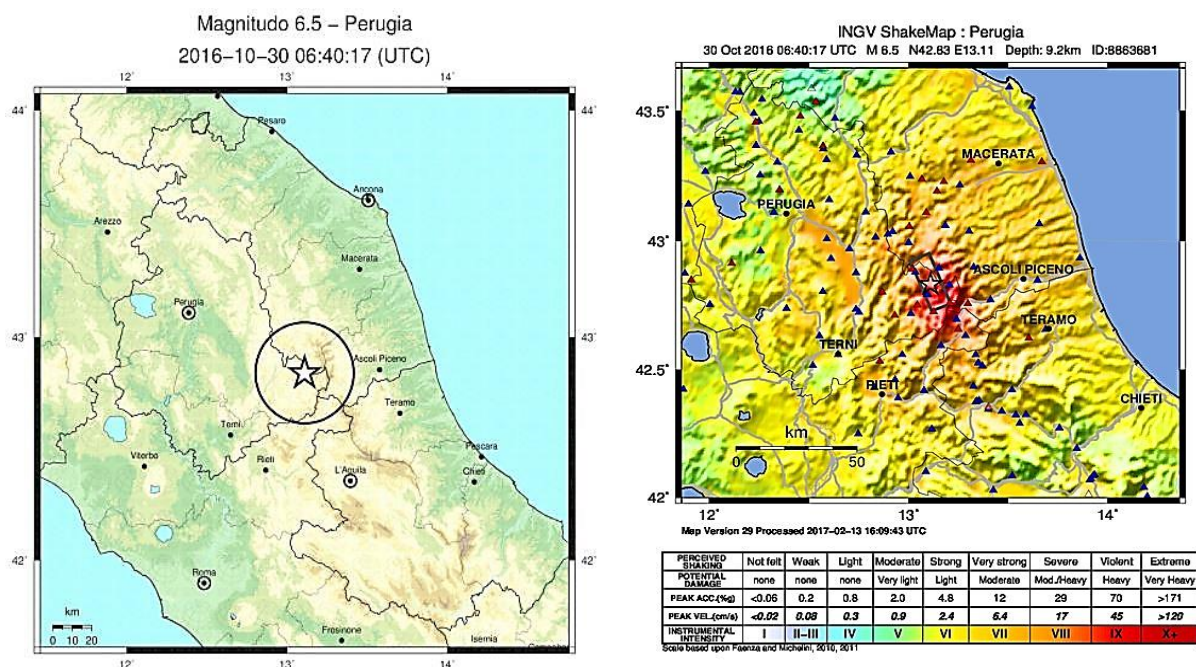
Figura 76: *Localizzazione dell'evento del 30 Ottobre (a sinistra). Shakemap espressa in intensità del sisma del 30 Ottobre (a destra)*

A)

INGV Peak Accel. Map (in %g) : Perugia
30 Oct 2016 06:40:17 UTC M 6.5 N42.83 E13.11 Depth: 9.2km ID:8863681
Map Version 29 Processed 2017-02-13 16:09:43 UTC

B)

INGV Peak Velocity Map (in cm/s) : Perugia
30 Oct 2016 06:40:17 UTC M 6.5 N42.83 E13.11 Depth: 9.2km ID:8863681
Map Version 29 Processed 2017-02-13 16:09:43 UTC
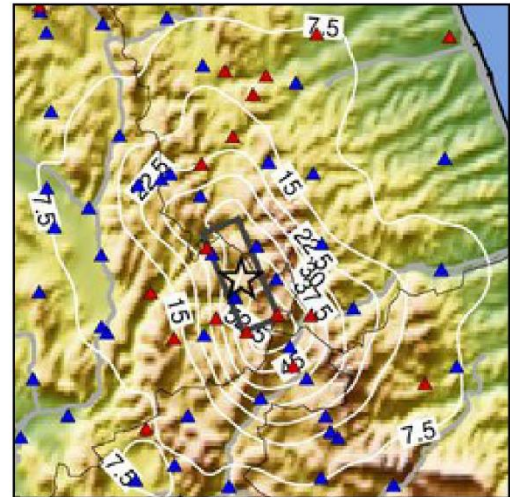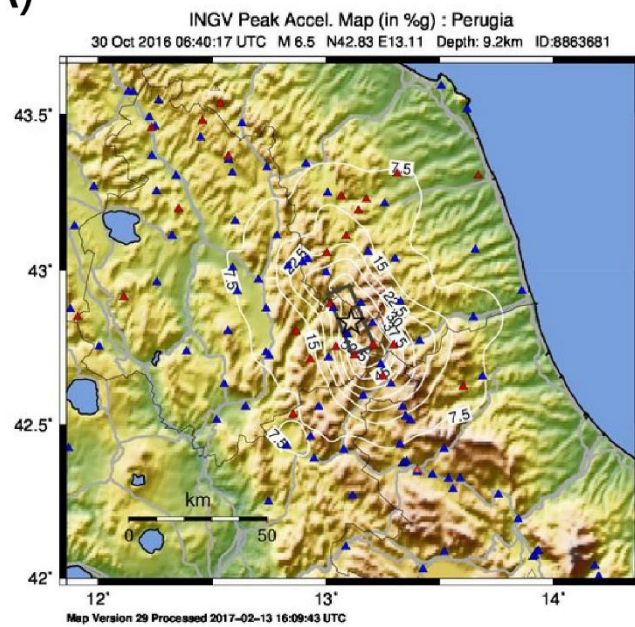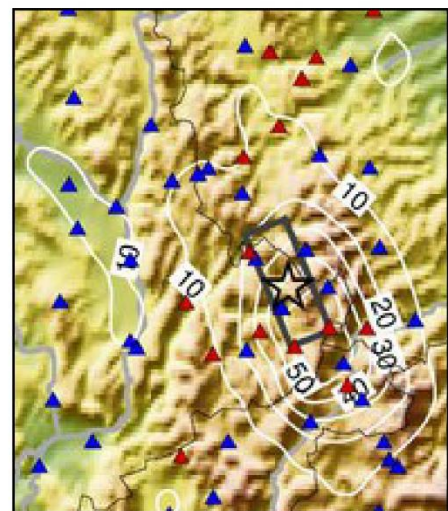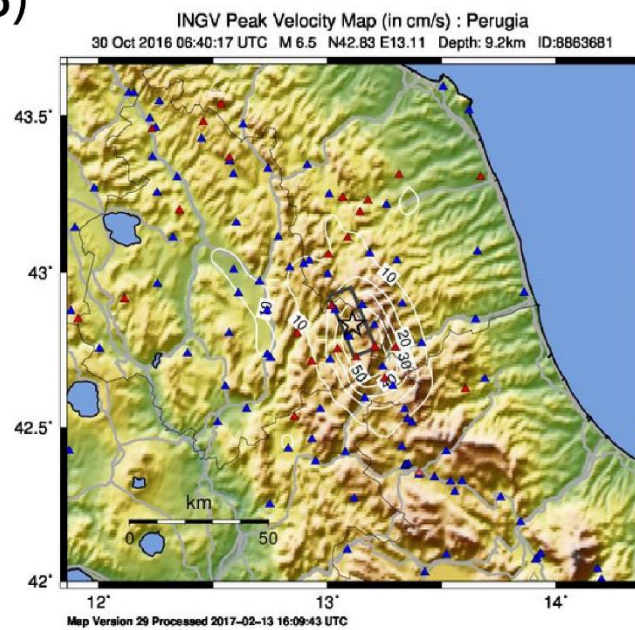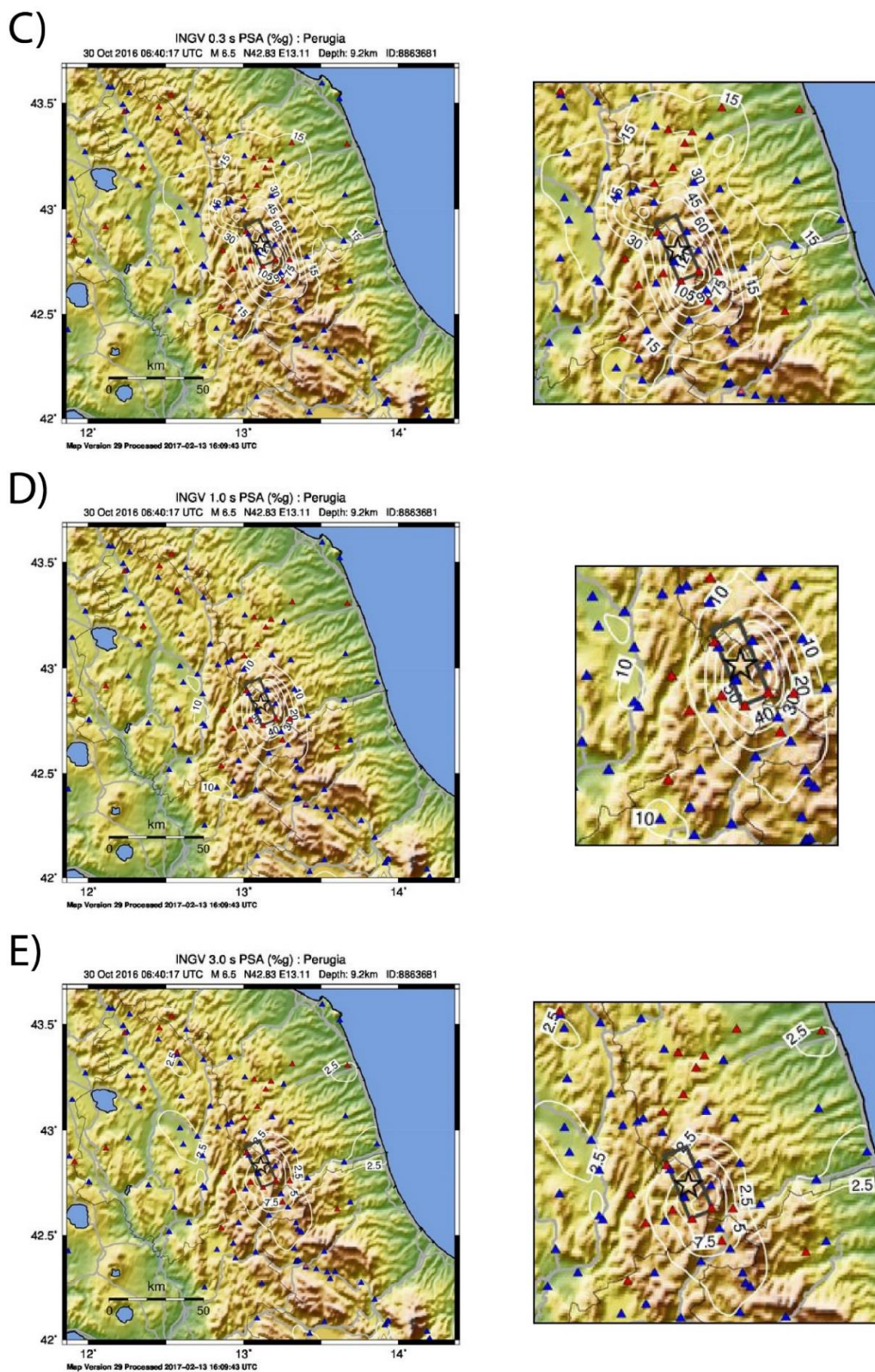
Figura 77: *Shakemaps dell'evento del 30 Ottobre 2016 con i valori di PGA (A), PGV (B), PSA a 0.3 – 1.0 – 3.0 secondi (C, D, E)* *http://shakemap.rm.ingv.it/shake/index.html*

Il terremoto che ha avuto origine alle 7:40:17 (ora italiana) il 30 ottobre 2016, ha una magnitudo momento pari a 6.5 ed una magnitudo locale di 6.1 (Fig.76 a sinistra). Il terremoto ha interessato le province di Perugia e Macerata, l'epicentro è ubicato a 5 km da Norcia, 7 da Castelsantangelo sul Nera e Preci, 10 da Visso.
Risulta essere l'evento più forte della sequenza iniziata con il terremoto del 24 agosto di magnitudo 6. Subito dopo l'evento di magnitudo 6.5 sono state registrate decine di repliche, di cui almeno 75 di magnitudo superiore a 3 e oltre dieci di magnitudo compresa tra 4 e 5. L'area interessata dagli aftershocks comprende un settore che si estende per circa 30 km, da Accumoli a sud fino a Visso a nord. Riprende, quindi, la parte settentrionale del sistema di faglie che si era attivato con il terremoto del 24 agosto.

Le shakemaps ricalcolate con i dati della RAN e della RSN mostrano un'area estesa di forte scuotimento (Fig.76 a destra). Le mappe dello scuotimento relative ai valori fisici di accelerazione, velocità e spettro di risposta (per periodi di 0.3 – 1.0 – 3.0 secondi) sono presenti nella Fig.77.

3.6.4 Danneggiamenti nell'area di studio

A seguito degli eventi maggiori della sequenza sismica dell'Italia centrale 2016-17, in Fig.78 è stata riportata la distribuzione degli edifici danneggiati (di categoria C, D, E) nelle diverse frazioni del comune di Cortino. Dal grafico si nota che le frazioni più colpite sono state Cortino ed Elce, seguite da Casanova, Pagliaroli, Lame e Vernesca.
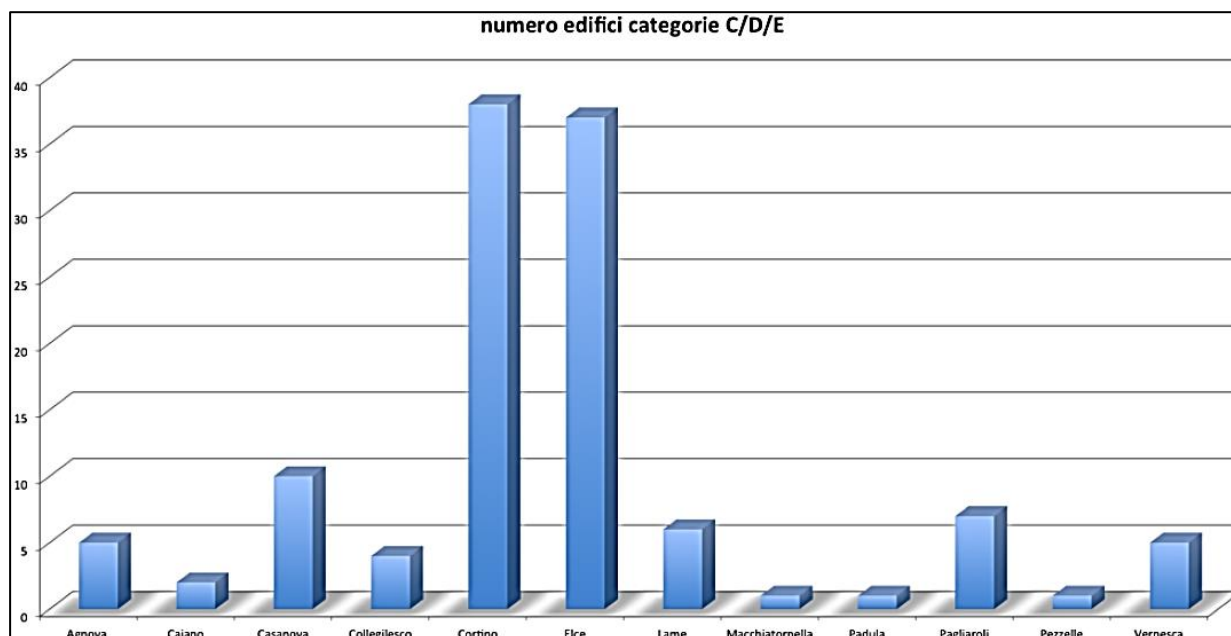
Figura 78: *Distribuzione degli edifici danneggiati (categorie C, D, E, fonte Comune di Cortino) nelle diverse frazioni del comune di Cortino, a seguito degli eventi maggiori della sequenza sismica dell'Italia centrale 2016-17.*

3.7 EXSIM: Simulazioni

Come osservato nel Paragrafo 3.5, valori del picco di accelerazione e degli spettri di risposta, a periodi fissati di 0.1 – 0.3 e 1.0 s, molto scatterati nelle brevi distanze epicentrali. Per tale ragione si è ritenuto opportuno effettuare le simulazioni delle forme d’onda per alcuni siti entro i 30 – 35 km dall’epicentro di un evento sismico, per confrontare il segnale sintetico con quello registrato dalle stazioni accelerometriche. In mancanza di segnali naturali in *near field*, a causa della presenza di poche stazioni soprattutto su suolo A nei primi 30 – 35 km dall’epicentro, le simulazioni numeriche degli eventi sismici sono molto preziose per comprendere gli scenari di scuotimento in tale zona epicentrale (Hollender *et al.*, 2018). Nella frazione di interesse non è stata rilevata la presenza di stazioni accelerometriche su suolo A o A*, la più vicina a Casanova con tale categoria di sottosuolo è la stazione accelerometrica TER (A*) a 10 km di distanza. Per tale motivo, ai fini della risposta sismica locale sono stati simulati le forme d’onda dei maggiori terremoti della sequenza del Centro Italia per il sito di Casanova. Tali analisi verranno discusse nel dettaglio nei Paragrafi 3.8 e 3.9 riguardante le analisi numeriche di risposta sismica locale.

Per simulare le forme d’onda sintetiche dei tre eventi sismici di maggior entità della sequenza sismica del Centro Italia, è stato utilizzato l’approccio stocastico a faglia – finita basato sulla frequenza di corner dinamica, metodologia implementata in EXSIM_V3 (Motazedian e Atkinson, 2005).

La modellazione a faglia – finita, come visto nel Paragrafo 2.3, utilizza lo stesso processo del modello con sorgente puntiforme, tuttavia il piano di faglia viene suddiviso in celle rettangolari più piccole: in questo modo ogni *subfault* funge da sorgente puntiforme separata ed il contributo temporale di ognuna di essa viene sommato, con un appropriato ritardo temporale, per produrre gli effetti desiderati. La frequenza di corner viene definita dinamica perché è in funzione del tempo ed il contenuto in frequenza delle sub – sorgenti è controllato dal processo di rottura: quando la rottura ha inizio, si ha la più alta frequenza che viene poi ridotta all’aumentare della rottura del piano di faglia.

Osservando la distribuzione delle stazioni accelerometriche poste a 100 km dagli epicentri dei tre eventi sismici del 24 Agosto 2016 (Fig.79), del 26 Ottobre 2016 (Fig.80) e del 30 Ottobre 2016 (Fig.81) si evince che solo il 18% di esse è ascrivibile ad una categoria di sottosuolo A ed A*. Le tipologie di sottosuolo contrassegnate dall’asterisco, sono desunte con metodologie indirette o sulla base delle carte geologiche e quindi non caratterizzate in funzione della V_S30. Inoltre, si nota che all’interno del territorio di Cortino non è presente nessuna stazione: la più vicina al comune è la stazione TER0 su suolo B*.

Ai fini della risposta sismica locale, il moto di input non deve includere le modifiche causate dalle condizioni geologiche, morfologiche e geotecniche locali, ma deve essere definito al *bedrock* sismico affiorante (Vs > 800 m/s). Per tale motivo, sono state selezionate per il confronto tra le simulazioni e le registrazioni solo i dati delle stazioni accelerometriche su suolo A o A*.

I parametri richiesti per la modellazione stocastica a faglia – finita descrivono gli effetti dovuti alla sorgente, alla propagazione e al sito. Le referenze bibliografiche a cui fanno riferimento i parametri utilizzati per le simulazioni sono riportate in Tab.11.

Sono state effettuate due simulazioni differenti, considerando i valori dell'attenuazione geometrica, del fattore di qualità e kappa proposti da due autori differenti (Malagnini *et al.*, 2011 e Pacor *et al.*, 2016) e lasciando invariati i valori degli altri parametri.
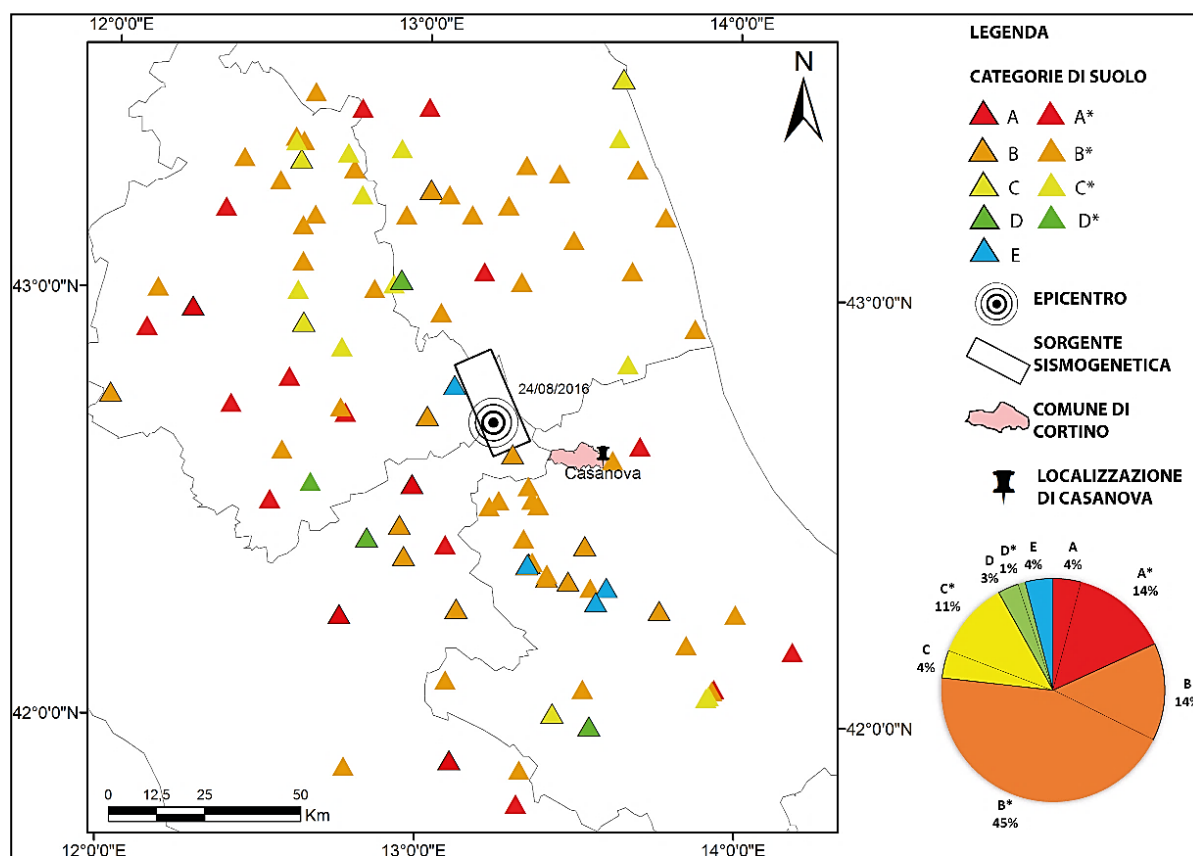
Figura 79: *Distribuzione delle stazioni accelerometriche poste a 100 km dall'epicentro del 24 Agosto 2016 (fonte http://esm.mi.ingv.it). La mappa è stata realizzata tramite il software ArcMap 10.2.2. considerando la box sismogenetica proposta da Chiaraluce* et al*, 2017.*
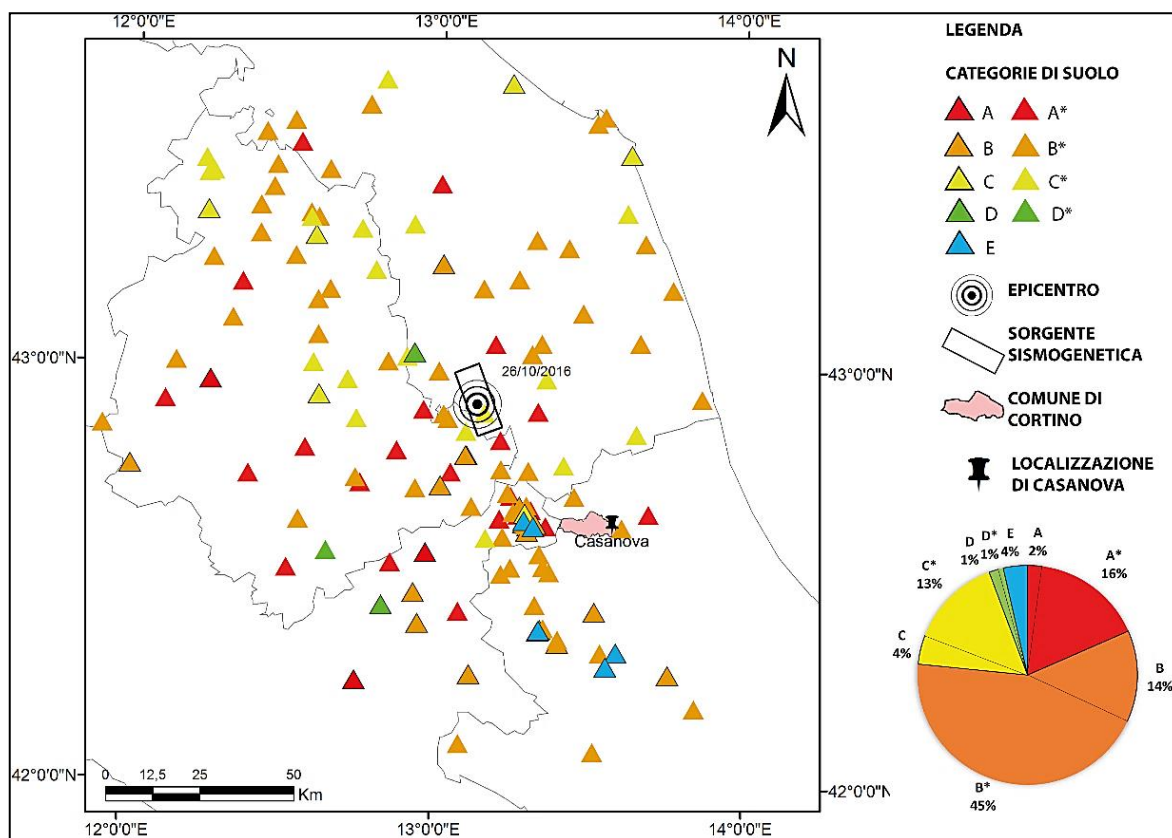
Figura 80: *Distribuzione delle stazioni accelerometriche poste a 100 km dall'epicentro del 26 Ottobre 2016 (fonte http://esm.mi.ingv.it). La mappa è stata realizzata tramite il software ArcMap 10.2.2. considerando la box sismogenetica proposta da Chiaraluce* et al*, 2017.*
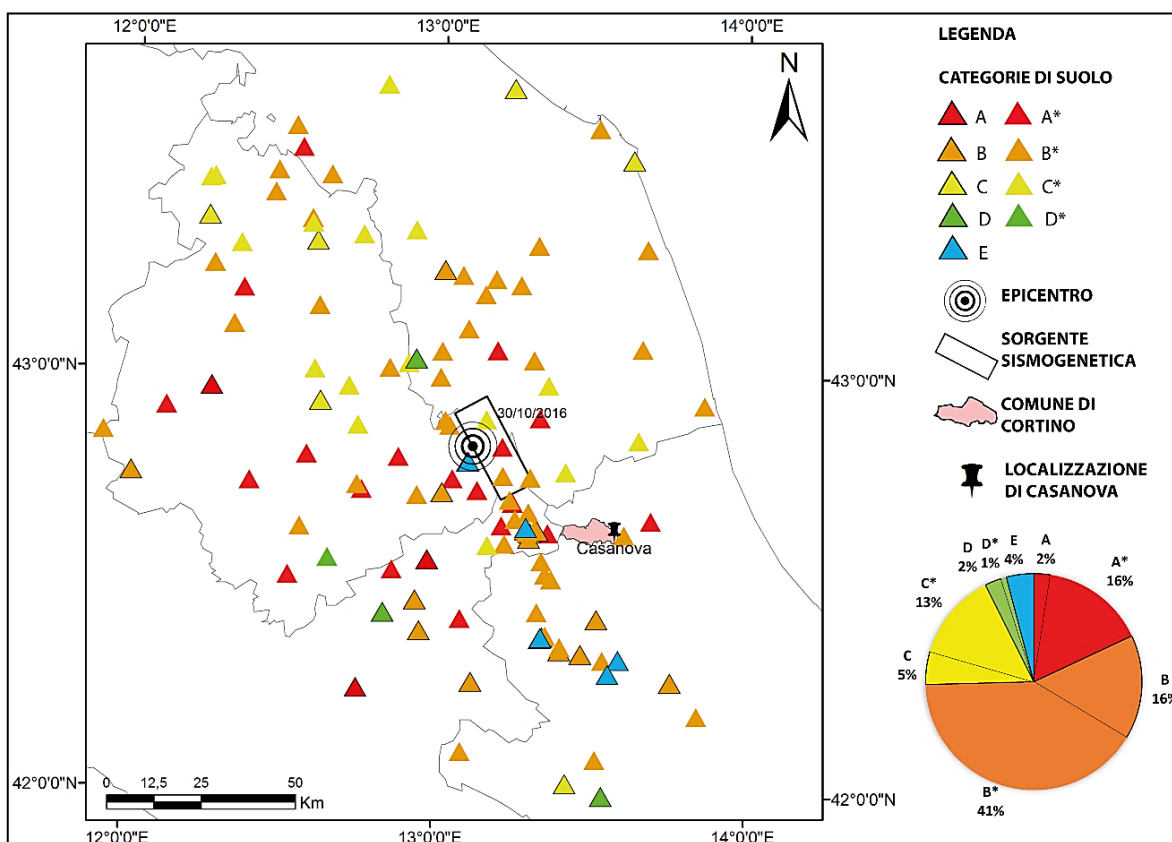
Figura 81: *Distribuzione delle stazioni accelerometriche poste a 100 km dall'epicentro del 30 Ottobre 2016 (fonte http://esm.mi.ingv.it). La mappa è stata realizzata tramite il software ArcMap 10.2.2. considerando la box sismogenetica proposta da Chiaraluce* et al*, 2017.*

Tabella 11: *Parametri di input per le simulazioni effettuate con EXSIM.*

Parametri di input per le simulazioni mediante EXSIM		
Contributi	**Parametri**	**Referenze Bibliografiche**
Sorgente	Magnitudo Momento	Luzi et al (2016) - INGV-webservice
	Cinematismo della faglia	INGV-webservice
	Lunghezza e larghezza della faglia	Chiaraluce et al (2017)
	Direzione - Immersione - Profondità	Luzi et al (2016) - INGV-webservice
	Localizzazione ipocentrale	Luzi et al (2016) - INGV-webservice
	Vertice superiore della faglia	Chiaraluce et al (2017)
	Stress drop	Bindi et al (2018)
	Vs	Motazedian e Atkinson (2005)
	Densità	Motazedian e Atkinson (2005)
	Vrup/Vs	Atkinson e Boore (2006)
	Box window	Saragoni e Hart (1974)
	Percentuale di area pulsante	Motazedian e Atkinson (2005)
Propagazione	Attenuazione geometrica	Pacor et al (2016)
		Malagnini et al (2011)
	Fattore di qualità	Pacor et al (2016)
		Malagnini et al (2011)
	Durata	Boore e Thompson (2014)
	Amplificazione crostale	Boore e Joyner (1997)
Sito	Kappa	Pacor et al (2016)
		Malagnini et al (2011)
	Amplificazione di sito	Atkinson e Boore (2006)

3.7.1 Parametri di Sorgente

Per eseguire le simulazioni di tre differenti eventi sismici, è chiaro che sono state considerate tre sorgenti diverse (Tab.12). Le faglie sono modellate come un piano rettangolare avente una dimensione, direzione ed immersione. In aggiunta, i parametri di sorgente da inserire nell'algoritmo sono: la magnitudo momento, coordinate e profondità dell'ipocentro, parametro di stress noto come stress drop. I valori della Vs, della densità, del rapporto tra la velocità di rottura e quella delle onde S, la box window e l'area pulsante sono stati considerati in maniera univoca per tutti gli eventi sismici considerati.

Tabella 12: *Parametri di input di sorgente utilizzati per le simulazioni*

Parametri di input di sorgente per le simulazioni dei tre eventi mediante EXSIM					
Contributi	**Parametri**	**Valori**			**Referenze Bibliografiche**
Sorgente	Magnitudo Momento	6.5	5.9	6.0	Luzi et al (2016) - INGV-webservice
	Cinematismo della faglia	Normale	Normale	Normale	INGV-webservice
	Lunghezza e larghezza della faglia	24.0 km - 8.2 km	8.0 km - 5.5 km	26.0 km - 12.0 km	Chiaraluce et al (2017)
	Direzione - Immersione - Profondità	151° - 47° - 9.2 km	159° - 47° - 7.5 km	155° - 49° - 8.1 km	Luzi et al (2016) - INGV-webservice
	Localizzazione ipocentrale	42.83° - 13.11°	42.91° - 13.13°	42.70° - 13.23°	Luzi et al (2016) - INGV-webservice
	Vertice superiore della faglia	42.9493° - 13.1517°	43.0122° - 13.131°	42.8773° - 13.2101°	Chiaraluce et al (2017)
	Stress drop	110 bars	81 bars	115 bars	Bindi et al (2018)
	Vs	3.5 km/s	3.5 km/s	3.5 km/s	Motazedian e Atkinson (2005)
	Densità	2.8 g/cm^3	2.8 g/cm^3	2.8 g/cm^3	Motazedian e Atkinson (2005)
	Vrup/Vs	0.8	0.8	0.8	Atkinson e Boore (2006)
	Box window	Saragoni-Hart	Saragoni-Hart	Saragoni-Hart	Saragoni e Hart (1974)
	Percentuale di area pulsante	50%	50%	50%	Motazedian e Atkinson (2005)

La soluzione del Time Domain Moment Tensor (TDMT) per gli eventi del 24 Agosto, 26 Ottobre e 30 Ottobre suggerisce una magnitudo momento pari a 6.0, 5.9 e 6.5 rispettivamente, con cinematismo di fagliazione normale e direzione dei piani di faglia NW-SE. Tali informazioni sono reperibili sul sito web dell'INGV (http://cnt.rm.ingv.it/) o sul portale del database europeo ESM (Luzi *et al*., 2016).

Le box sismogenetiche utilizzate per le simulazioni sono quelle proposte da Chiaraluce *et al.* (2017), plottate nelle precedenti Fig.79-81. Il codice di calcolo, mediante le coordinate del vertice superiore della faglia e la direzione, immersione e profondità ipocentrale, riesce a modellare nello spazio la sorgente. La dimensione assegnata alle *sub-faults* dei tre piani è di 1x1 km.

Il parametro sorgente dello stress drop è uno dei più critici: come testimonia lo studio già menzionato nel Paragrafo 2.3.1 di Moghaddam *et al.* (2008), le accelerazioni spettrali dei simulati subiscono un incremento all'aumentare dello stress drop. Per le simulazioni sono stati considerati i valori di stress drop proposti da un recente studio di Bindi *et al.* (2018) (Fig.82), incentrato sulla variazione temporale di tale parametro nell'Italia centrale, a partire dalla sequenza dell'Aquila 2009 fino quella del Centro Italia 2016 – 17. Per ogni terremoto, gli autori hanno utilizzato la tecnica di inversione generalizzata (GIT) per definire lo stress drop. L'unità di misura con il quale bisogna inserire nel codice di calcolo i parametri di stress è il bar: convertendo i valori da Pa si ottengono valori pari a 115, 81 e 110 bars rispettivamente per l'evento con M_W 6.0, 5.9 e 6.5.
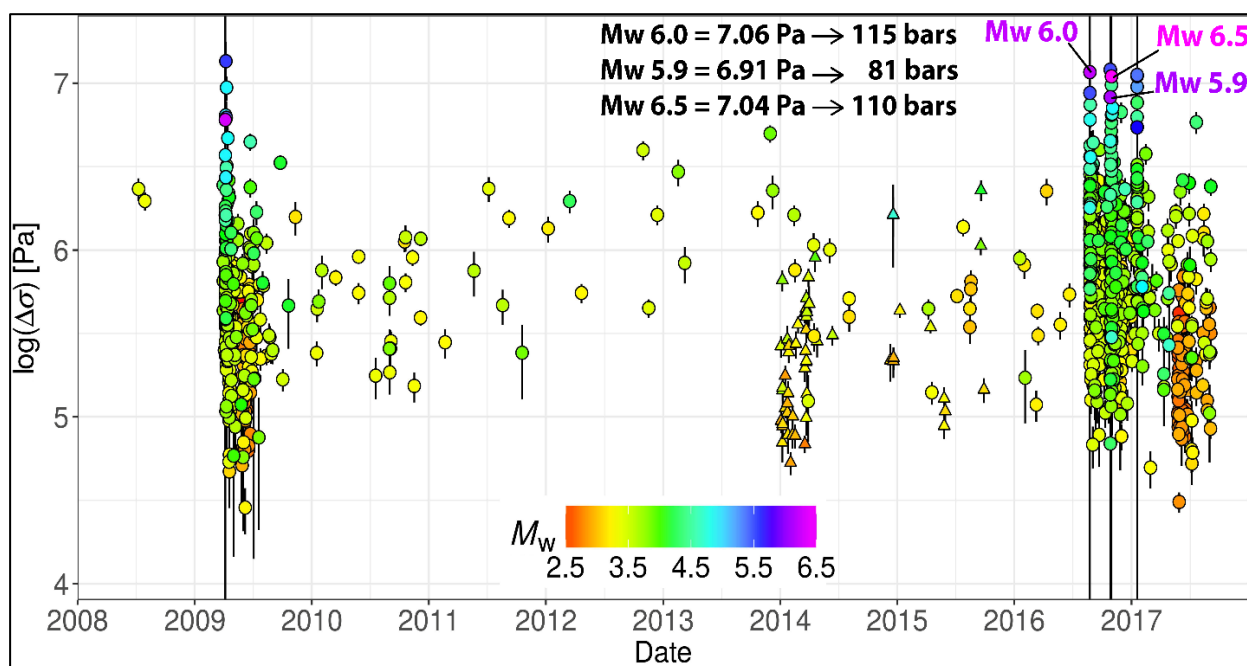
Figura 82: *Variabilità temporale del parametro di stress dal 2008 al 2017 (modificato da Bindi et al., 2018)*

3.7.2 Parametri di propagazione

I parametri di propagazione sono i componenti critici nelle simulazioni del moto sismico. Con il metodo stocastico, gli effetti di propagazione sono modellati attraverso le funzioni di attenuazione geometrica ed anelastica nel dominio di frequenza (Boore 2003), le quali dipendono dalla localizzazione dell'ipocentro e dall'orientazione del piano di faglia, a causa dei diversi percorsi di propagazione tra la sorgente ed il sito.

Tali parametri di propagazione devono essere specificati attraverso un appropriato modello regionale (vedi pag.63 per un elenco di studi di tali parametri in diverse regioni del mondo). Essendo parametri fondamentali, per tale lavoro di tesi sono state effettuate due simulazioni considerando l'attenuazione geometrica e il fattore di qualità calcolati per l'Italia centrale, proposti da due diversi autori Pacor *et al.* (2016) e Malagnini *et al.* (2011) (Tab.13).

Tabella 13: *Parametri di input di propagazione utilizzati per le simulazioni*

Parametri di input di propagazione per le simulazioni dei tre eventi mediante EXSIM			
Contributi	**Parametri**	**Valori**	**Referenze Bibliografiche**
Propagazione	Attenuazione geometrica	$G(r) = \begin{cases} \left(\frac{r_0}{r}\right)^{n_1} & \text{for } r \leq 10 \text{ km} \\ \left(\frac{r_0}{10}\right)^{n_1} \left(\frac{10}{r}\right)^{n_2} & \text{for } 10 < r \geq 70 \text{ km} \\ \left(\frac{r_0}{10}\right)^{n_1} \left(\frac{10}{70}\right)^{n_2} \left(\frac{70}{r}\right)^{n_3} & \text{for } r > 70 \text{ km} \end{cases}$ [n1; n2; n3] = [1:08; 1:64; 0:64]	Pacor et al (2016)
		$G(r) = \begin{cases} r^{-1.1} & \text{for } r \leq r_1 = 10 \text{ km} \\ \left(\frac{1}{r_1}\right)^{1.1} \left(\frac{r}{r_1}\right)^{-1.0} & \text{for } r_1 < r < r_2 = 30 \text{ km} \\ \left(\frac{1}{r}\right)^{1.1} \left(\frac{r_2}{r_1}\right)^{-1.0} \left(\frac{r}{r_2}\right)^{-0.7} & \text{for } r > r_2 \end{cases}$	Malagnini et al (2011)
	Fattore di qualità	$Q(f) = 260 f^{0.16}$	Pacor et al (2016)
		$Q(f) = 140 f^{0.25}$	Malagnini et al (2011)
	Durata	Durata del segnale per regioni crostali attive	Boore e Thompson (2014)
	Amplificazione crostale	Amplificazione costale per regioni crostali attive	Boore e Joyner (1997)

Il *geometrical spreading G(r)* riduce l'intero spettro simulato a seconda della distanza dal centro della *subfault* al punto di osservazione (*r*). In Fig.83 è possibile notare l'andamento di tale parametro in funzione della distanza ipocentrale, a diverse frequenze, secondo gli approcci dei diversi autori (oltre a quelli sopracitati è presente anche l'andamento del *G(r)* di Bindi *et al.* (2009)). La linea grigia è la curva di attenuazione non parametrica, quella nera indica il modello di attenuazione più semplice, specificando r^{-1} su tutte le distanze. Le differenze maggiori tra l'attenuazione proposta da Pacor *et al.* (2016) (in rosso) e Malagnini *et al.* (2011) (in blu) si rinvengono soprattutto nel primo caso, con una frequenza bassa.
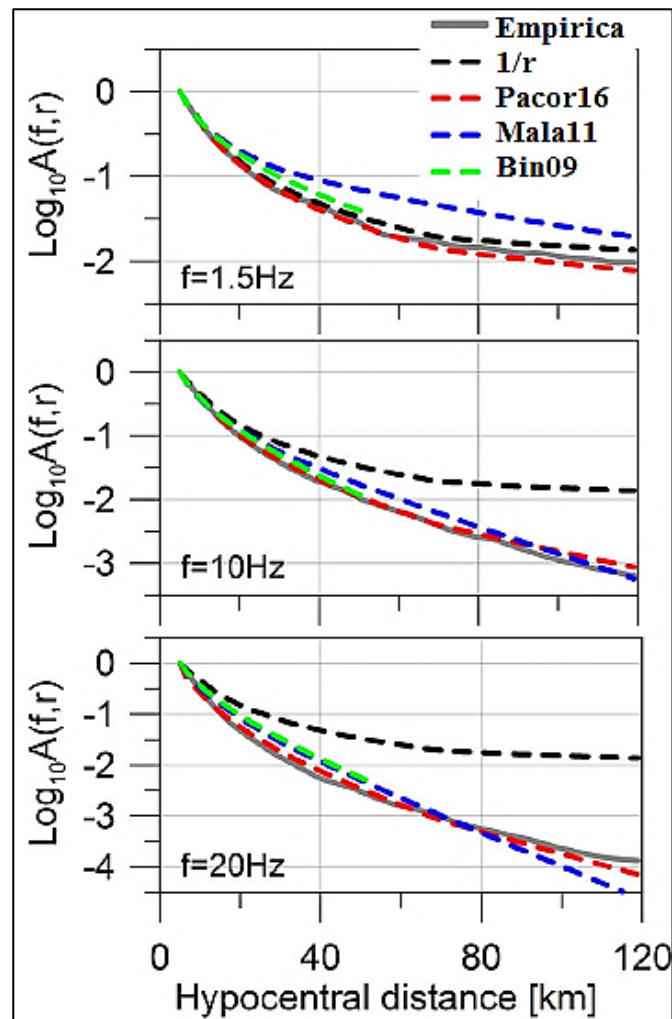
***Figura 83**: Modello di attenuazione in relazione alla distanza ipocentrale della regione del Centro Italia proposta da diversi autori: in rosso Pacor* et al. *(2016), in blu Malagnini* et al. *(2011) (entrambi considerati nelle due tipologie di simulazione di questo lavoro di tesi) e in verde Bindi et al. (2009). La linea grigia è la curva di attenuazione non parametrica, quella nera indica il modello di attenuazione specificando* r^{-1} *su tutte le distanze (modificato da Pacor* et al.*, 2016)*

Per inserire l'attenuazione geometrica nell'algoritmo di EXSIM, è necessario riportare il numero di righe ovvero dei segmenti della funzione, i range di distanza dei segmenti in chilometri e gli esponenti ad ogni intervallo di distanza.

L'attenuazione anelastica è inversamente proporzionale al fattore di qualità *Q(f)*. Come precedentemente illustrato nel lavoro di Moghaddam *et al.* (2008), il principale effetto del fattore di qualità sull'accelerazione spettrale dei simulati è nei bassi periodi. Nel Paragrafo 2.3.2, in riferimento all'equazione (39), si è visto che per determinare tale parametro, occorre calcolare il prodotto tra il fattore di qualità iniziale (Q_0) e la frequenza f elevata ad un coefficiente η. In EXSIM è necessario inserire il fattore di qualità iniziale Q_0 e l'esponente η. Anche nel caso di η, all'aumentare del suo valore si ha un notevole incremento ai bassi periodi.

I fattori di qualità e l'esponente η utilizzati nelle due tipologie di simulazioni presentano valori abbastanza differenti: in Malagnini *et al.* (2011) si ha un valore più basso di Q_0 rispetto a quello

proposto da Pacor *et al*. (2016), ma assume un valore η più alto, bilanciando gli effetti sull'accelerazione spettrale delle simulazioni.

La durata dei *ground motion* nel metodo stocastico viene assunta come la somma della durata alla sorgente (D_S) e della *path duration* (D_P) (Herrmann, 1985); quest'ultima rappresenta il prolungamento del movimento dovuto alla propagazione delle onde e agli effetti di dispersione. Boore e Thompson (2014) hanno proposto una funzione D_P valida per le regioni crostali attive (Fig.84). Per inserire tale informazione in EXSIM, è necessario riportare in due colonne i valori ottenuti da tale studio empirico delle distanze e dei corrispettivi valori della *path duration*, il numero di righe totali dei precedenti valori e la pendenza dell'ultimo segmento (Tab.14).

Tabella 14: *Durata del segnale per regioni crostali attive (Boore and Thompson, 2014)*

R_{RUP} (km)	D_P (s)
0.0	0.0
7.0	2.4
45.0	8.4
125.0	10.9
175.0	17.4
270.0	34.2
Pendenza dell'ultimo segmento	0.156
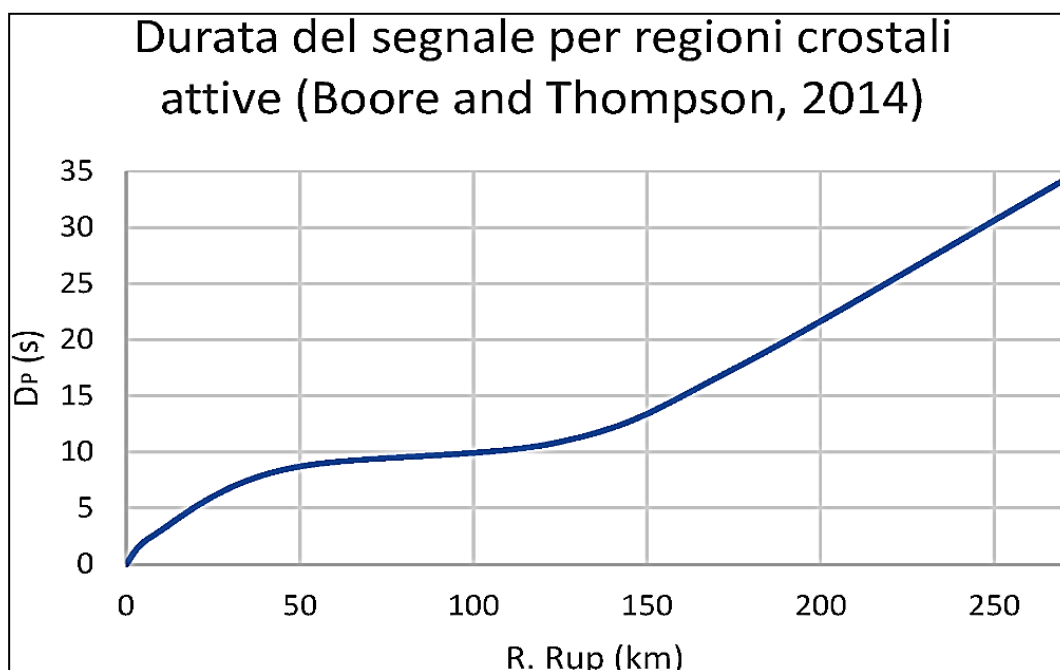
Figura 84: *Funzione* D_P *valida per le regioni crostali attive*

Ugualmente, il file convenzionalmente denominato *crustal_amps_sample.txt*, che viene richiamato dal codice di calcolo, è costituito da due colonne: nella prima sono riportati i valori della frequenza, nella seconda quelli dell'amplificazione (Tab.15). Tali amplificazioni crostali spiegano l'aumento dell'ampiezza delle onde di taglio durante la loro propagazione dalla sorgente alla superficie terrestre. Per effettuare le simulazioni numeriche è stata utilizzata la funzione di amplificazione crostale proposta da Boore e Joyner (1997) (Fig.85).

Tabella 15*: Amplificazione costale per regioni crostali attive (Boore e Joyner ,1997)*

Frequenza (Hz)	***Amplificazione***
0.01	1
0.1	1.02
0.2	1.03
0.3	1.05
0.5	1.07
0.9	1.09
1.25	1.11
1.8	1.12
3	1.13
5.3	1.14
8	1.15
14	1.15
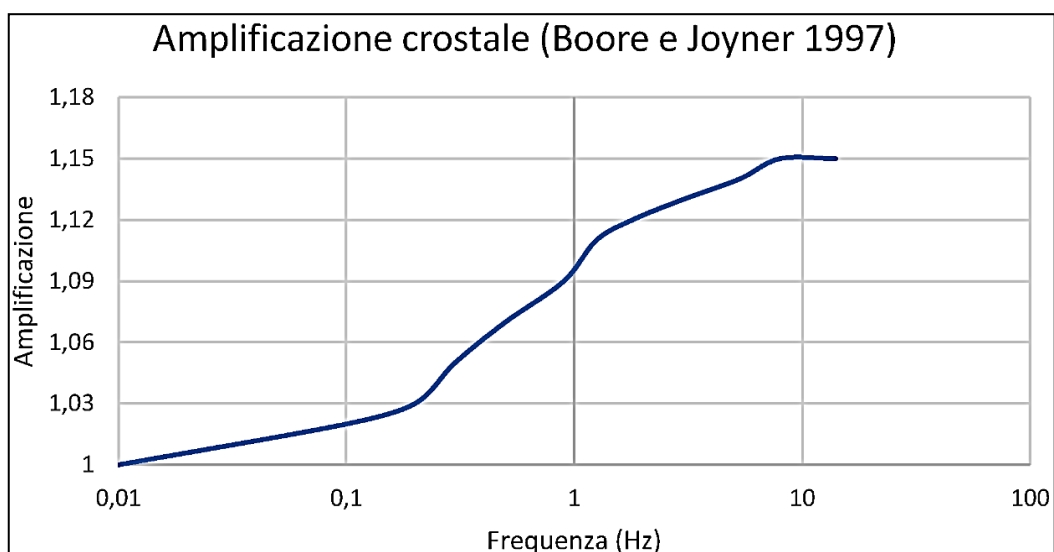
Figura 85: *Funzione crustal_amps_sample.txt utilizzata nelle simulazioni*

3.7.3 Parametri di sito

Uno dei principali parametri da considerare per l'effetto di sito è il cosiddetto *"effetto kappa"* che descrive l'attenuazione del segnale alle alte frequenze, proposto da Anderson e Hough (1984).
Nelle simulazioni effettuate in questo lavoro di tesi, anche del parametro *k0* sono stati considerati due valori, proposti da Pacor *et al.* (2016) e Malagnini *et al.* (2011), pari a 0.012 e 0.035 rispettivamente (Tab.16). Nel Paragrafo 2.3.2 ed in particolare nel lavoro di Moghaddam *et al.* (2008), si è visto che all'aumentare del valore di *k0* si ha un decremento dell'accelerazione spettrale: quindi il valore proposto da Malagnini *et al.* (2011), rispetto a quello degli altri autori considerati, comporterà una riduzione maggiore del segnale simulato.

L'alterazione dello strato di roccia nei primi metri al di sotto della superficie è una delle cause dell'amplificazione del moto sismico dovuto alle condizioni di sito. Per simulare ciò, anche in questo caso, nell'algoritmo è necessario inserire i valori della frequenza e dell'amplificazione ad essa associata, in base alla categoria di sottosuolo che si considera (in questo caso A), nel file convenzionalmente denominato *site_A_amp.txt* (Tab.17).
Le amplificazioni associate alle diverse categorie di sottosuolo fanno riferimento alla classificazione americana *NEHRP* (Building Seismic Safety Council, 2000). In Tab.18 vengono riportate le classificazioni basate sul valore della $V_{S}30$, per le diverse categorie di sottosuolo, in base alla normativa vigente italiana *NTC18* e quella americana *NEHRP*: la categoria americana B corrisponde a quella A italiana. Rispetto alle Norme Tecniche italiane, nella normativa americana il *bedrock* viene classificato in due distinte categorie (A e B) in base alla velocità delle onde di taglio.
Per le simulazioni è stata utilizzata la funzione di amplificazione di sito (Fig.86) proposta da Atkinson e Boore (2005) per categoria di suolo B/C americana (A italiana), in quanto, ai fini della RSL, il moto di input deve essere definito al *bedrock* sismico affiorante.

Nello script di EXSIM, in ultimo vengono inserite le coordinate (nella prima colonna la latitudine, nella seconda la longitudine) dei siti dai quali ottenere le simulazioni numeriche delle forme d'onda. Si possono inserire sia le coordinate delle stazioni accelerometriche sia di luoghi nei quali non sono presenti tali stazioni. Nel primo caso è possibile effettuare un confronto tra i segnali simulati e registrati; nel secondo caso, laddove mancano gli accelerogrammi naturali, è possibile valutare lo scuotimento sismico, ad un determinato sito, prodotto da un evento sismico realmente accaduto o fittizio.

Tabella 16: *Parametri di input di propagazione utilizzati per le simulazioni*

Parametri di input di sito per le simulazioni dei tre eventi mediante EXSIM			
Contributi	**Parametri**	**Valori**	**Referenze Bibliografiche**
Sito	Kappa	0.012	Pacor et al (2016)
		0.035	Malagnini et al (2011)
	Amplificazione di sito	Amplificazione di sito usata per le simulazioni su suolo B/C (NEHRP)	Atkinson e Boore (2005)

Tabella 17: *Amplificazione di sito per suolo B/C NEHRP (Atkinson e Boore, 2005)*

Frequenza (Hz)	***Amplificazione***
0.010	1.0
0.101	1.058
0.240	1.129
0.447	1.22
0.786	1.375
1.384	1.649
1.926	1.858
2.853	2.051
4.026	2.172
6.341	2.282
12.540	2.378
21.230	2.419
33.390	2.44
82.000	2.463

Tabella 18: *Confronto tra la nomenclatura delle categorie di sottosuolo della NTC18 (italiana) e del NEHRP (americana) basato sui valori della* V_S30 *(modificato da Di Alessandro et al., 2012)*

Classi	**NEHRP**	**NTC18**
A	>1500 m/s	> 800 m/s
B	760 – 1500 m/s	360 – 800 m/s
C	360 – 760 m/s	180 – 360 m/s
D	180 – 360 m/s	< 180 m/s
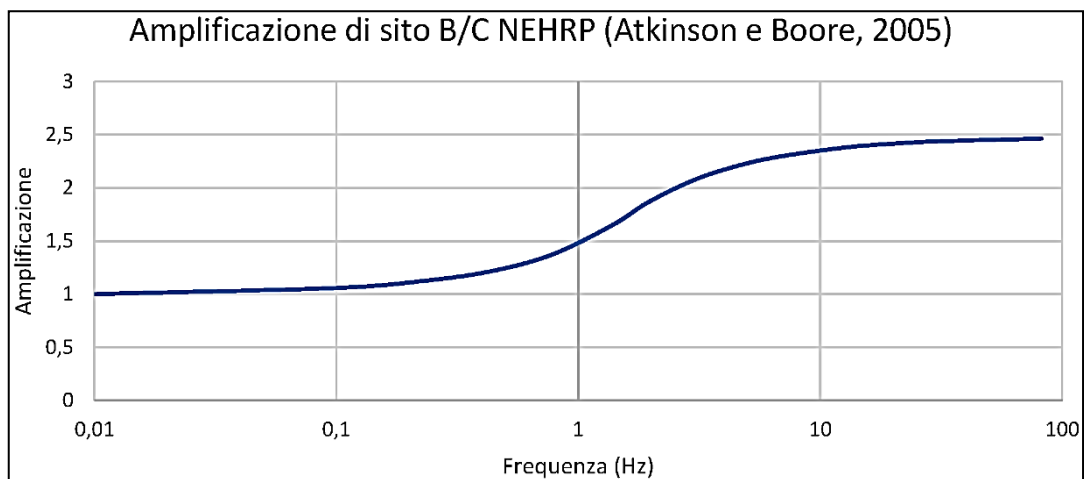
Figura 86: *Funzione* site_A_amp.txt *utilizzata nelle simulazioni*

3.7.4 Parametri strumentali

Nell'algoritmo EXSIM è possibile specificare alcuni aspetti di carattere strumentale come il passo di campionamento dell'accelerogramma, il tempo iniziale del segnale sismico, lo smorzamento dello spettro di risposta.

È conveniente settare l'accelerogramma sintetico similmente a quelli naturali per effettuare confronti più adeguati. Per tale ragione, è stato assegnato un passo di campionamento pari a 0.005 s ed una percentuale di smorzamento dello spettro del 5%. Per determinare il tempo di inizio degli accelerogrammi, in un primo momento sono state plottate le forme d'onda naturali; una volta individuato il tempo iniziale del segnale sismico, è stato a aggiunto il valore nello script del codice di calcolo.

3.7.5 Simulazione dell'evento del 24 Agosto 2016

Come anticipato nel Paragrafo 3.7, in questo lavoro di tesi sono state effettuate le simulazioni tramite l'algoritmo di EXSIM degli eventi più rilevanti della sequenza sismica del Centro Italia 2016 – 17, primo tra questi quello occorso il 24 Agosto 2016 con M_w 6.0.

Nella Fig.87 sono evidenziati i siti considerati nelle simulazioni. Sono state selezionate le stazioni TER e ANT, entrambe su suolo A*. Le forme d'onda per la stazione accelerometrica TER sono state simulate per i tre eventi considerati, in quanto è la stazione su suolo rigido più vicina al comune di interesse. Per questo evento sismico è stata considerata la stazione ANT poiché dista dall'epicentro 33.6 km e quindi presente in zona *near field*.

Occorre precisare che le simulazioni sono state effettuate per tutti i siti posti su suolo A e A*, ma per ragioni logistiche verranno presentati, anche per gli altri eventi, due simulazioni relative una alla stazione più vicina a Casanova su suolo A ed un'altra presente in zona epicentrale.
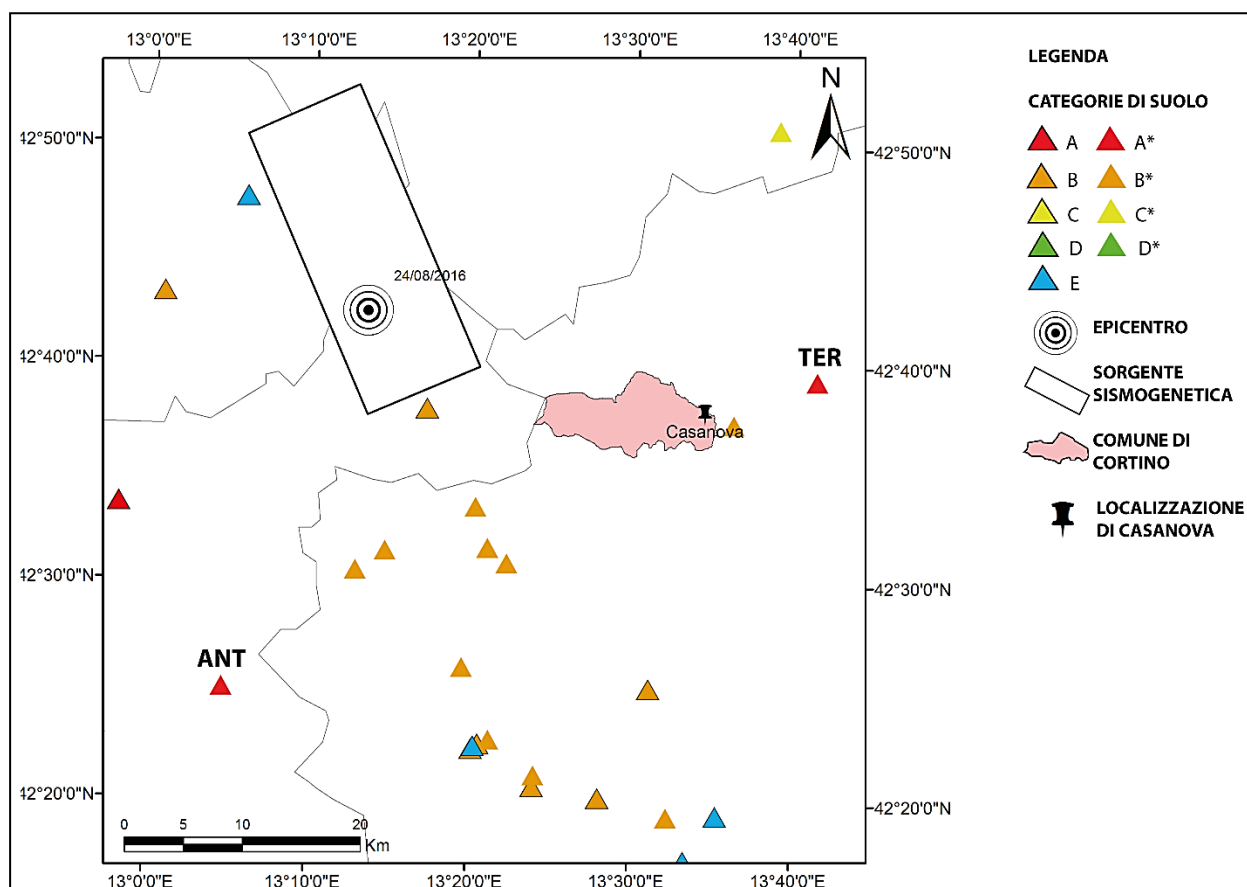
Figura 87: *Zoom sulla distribuzione delle stazioni accelerometriche poste in zona epicentrale per l'evento del 24 Agosto 2016 (fonte http://esm.mi.ingv.it). La mappa è stata realizzata tramite il software ArcMap 10.2.2. considerando la box sismogenetica proposta da Chiaraluce et al. (2017). Sono stati evidenziati i codici delle stazioni ANT e TER ai fini delle simulazioni numeriche svolte.*

Considerando i parametri di sorgente dell'evento del 24 Agosto (Tab.12), sono state effettuate due tipologie di simulazione, mantenendo costanti tutti i parametri tranne quelli relativi al fattore di qualità, all'attenuazione geometrica e all'effetto kappa: in una simulazione sono stati considerati quelli proposti da Malagnini *et al.* (2011), nell'altra quelli indicati da Pacor *et al.* (2016).

3.7.5.1 Simulazione dell'evento del 24 Agosto 2016: stazione ANT

Dall'elaborazione mediante EXSIM, è possibile ottenere una serie di output, tra questi l'accelerogramma e lo spettro di risposta. Gli spettri di Fourier, invece, sono stati elaborati in ambiente Matlab a partire dalle forme d'onda.
Per la stazione ANT gli accelerogrammi sintetici sono riportati in Fig.88, gli spettri di Fourier e di risposta in Fig.89 e Fig.90 rispettivamente.

Dalle due simulazioni, per tale stazione, si evince che i parametri proposti da Malagnini *et al.* (2011) fittano meglio con i dati registrati.
Il valore della PGA Mala11 pari a 0.0207 g è compreso tra i picchi in accelerazione delle due componenti orizzontali registrate, mentre la PGA Pacor16 è nettamente più alta.

Questa differenza si evince anche dagli spettri di Fourier: nel range di frequenza di interesse (0 – 20 Hz), lo spettro simulato con i parametri proposti da Pacor *et al.* (2016) per questa stazione non si sovrappone a quelli dei due naturali.

Oltre agli spettri di risposta dei due simulati (rosso e viola) e naturali (blu e nero), sono state effettuate le differenze areali dei sintetici *vs* naturali ed il rapporto logaritmico spettrale. Anche gli SA confermano quanto detto in precedenza, lo spettro di risposta con i parametri di Malagnini *et al.* (2011) risulta essere in buon accordo con quelli registrati. Il rapporto logaritmico tra gli spettri viene considerato accettabile laddove non si supera ± 0.5, essendo un rapporto logaritmico è pari a zero quando i due spettri considerati sono uguali in un determinato periodo, è negativo quando l'accelerazione spettrale del sintetico supera quello del naturale ed è positivo in caso contrario. Come si evince dal grafico, tale rapporto tra SA Pacor16 e i due SA registrati mostra differenze evidenti nei bassi periodi. Le differenze areali degli spettri considerati, presentano delle buone percentuali in entrambe le tipologie di simulazione: risultano tutte inferiori al 50%. La percentuale più alta (38.1 %) si riscontra nel confronto tra lo spettro di risposta simulato utilizzando i parametri proposti da Pacor *et al*. (2016) e lo spettro di risposta orizzontale con componente E – W, mentre per i restanti confronti le percentuali sono inferiori al 20%.
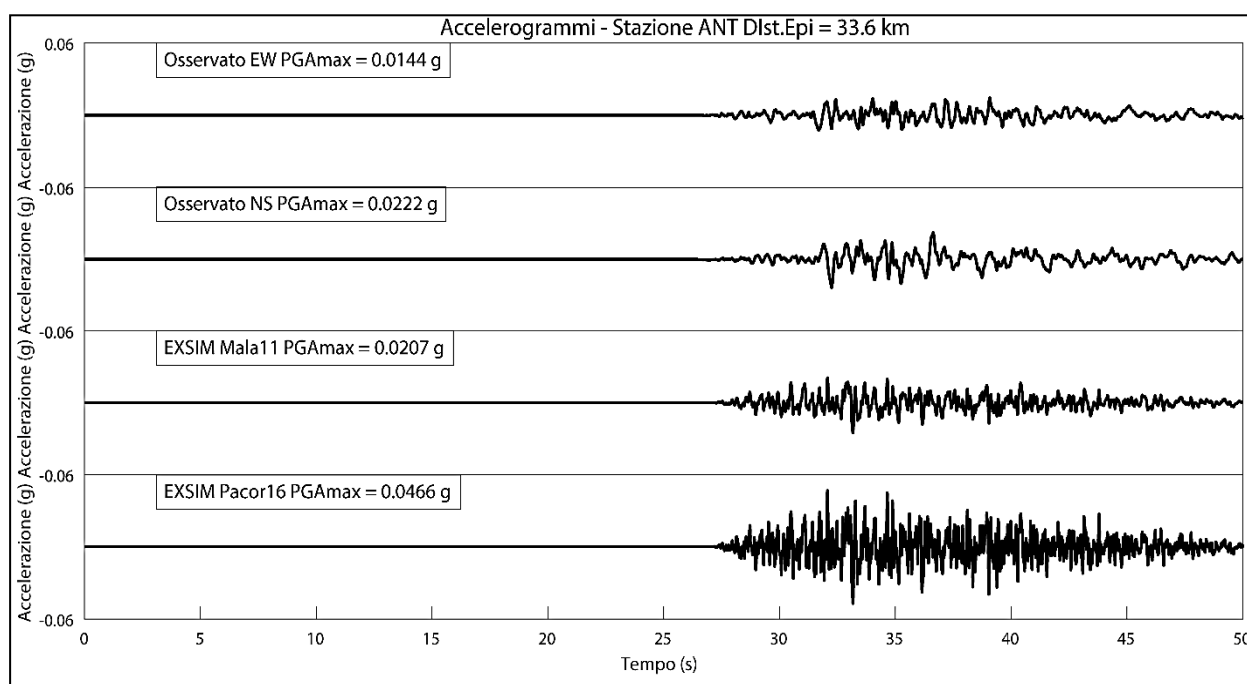
Figura 88: *Accelerogrammi registrati (componente orizzontale E-W e N-S) e sintetici relativi all'evento del 24 Agosto per la stazione ANT e valori della PGA massima*
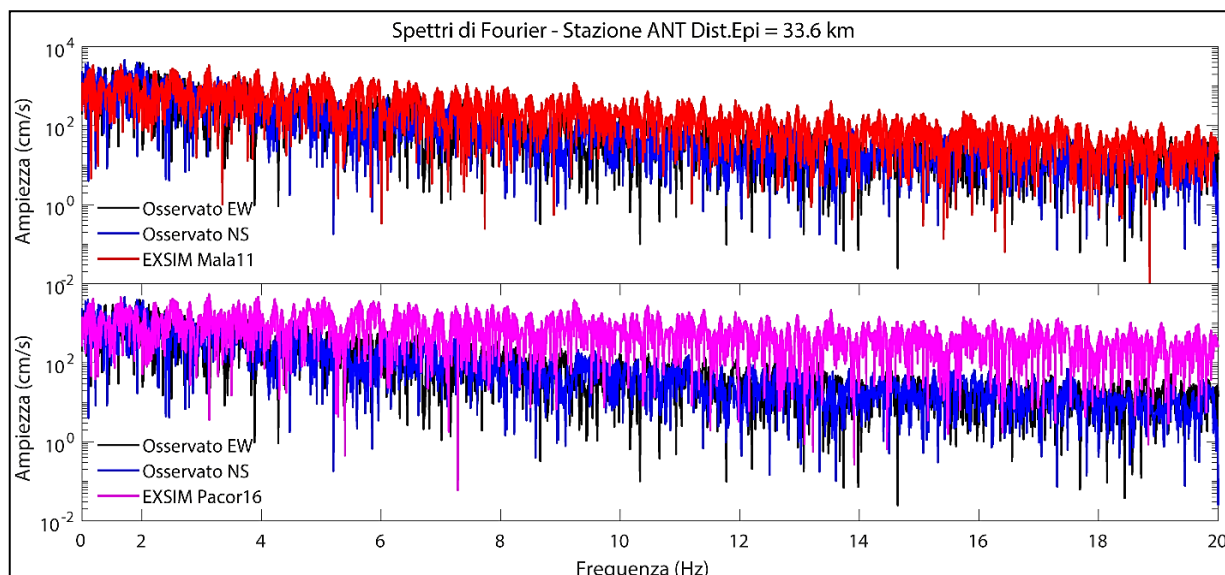
Figura 89: *Spettri di Fourier elaborati in ambiente Matlab, nell'intervallo di frequenza 0 – 20 Hz, registrati (componente orizzontale E-W in nero e N-S in blu) e sintetici (Mala11 in rosso e Pacor16 in viola) relativi all'evento del 24 Agosto per la stazione ANT*

SA - Stazione ANT Dist.Epi = 33.6 km

Rapporto spettrale logaritmico

Differenza della percentuale areale

	Osservato EW	Osservato NS
EXSIM Mala11	18.6 %	12.0 %
EXSIM Pacor16	38.1 %	14.8 %
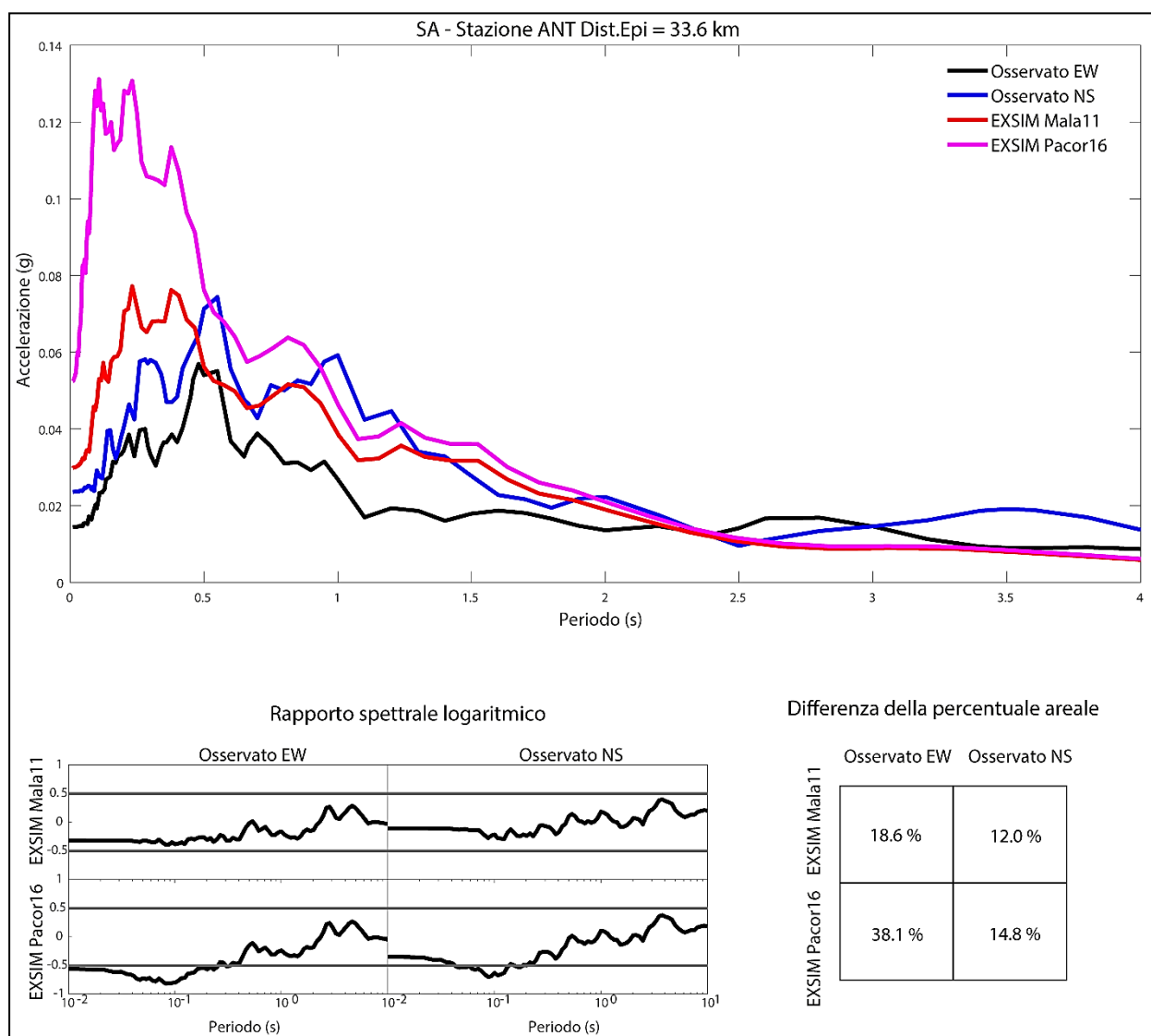
Figura 90: *Spettri di risposta naturali (componente orizzontale E-W in nero e N-S in blu) e sintetici (Mala11 in rosso e Pacor16 in viola) relativi all'evento del 24 Agosto per la stazione ANT. In basso il rapporto spettrale logaritmico tra gli spettri naturali e sintetici e la differenza area in percentuale.*

3.7.5.2 Simulazione dell'evento del 24 Agosto 2016: stazione TER

Per la stazione su suolo rigido più vicina a Casanova, TER, gli accelerogrammi elaborati sinteticamente sono riportati in Fig.91, gli spettri di Fourier e di risposta in Fig.92 e Fig.93 rispettivamente. L'evento sismico del 24 Agosto è localizzato più a sud rispetto ai terremoti di Ottobre; per questo motivo, la distanza della stazione TER dall'epicentro è minore (37.7 km) rispetto agli eventi successivi.

Considerando le due simulazioni effettuate per tale stazione, si evince che i parametri proposti da Pacor *et al.* (2016) fittano meglio con i dati naturali.
Il valore della PGA Pacor16 pari a 0.0472 g è compreso tra i picchi in accelerazione delle due componenti orizzontali registrate, mentre la PGA Mala11 è nettamente più bassa.
Valutando gli spettri di Fourier si nota che, soprattutto alle alte frequenze, lo spettro simulato con i parametri proposti da Malagnini *et al.* (2011) per questa stazione si discosta dagli spettri di Fourier dei due naturali, mentre lo spettro di Fourier in viola, ottenuto dalla simulazione con i parametri indicati da Pacor *et al*. (2016), risulta in buona sovrapposizione con gli spettri osservati nel range di frequenza 0-20 Hz.
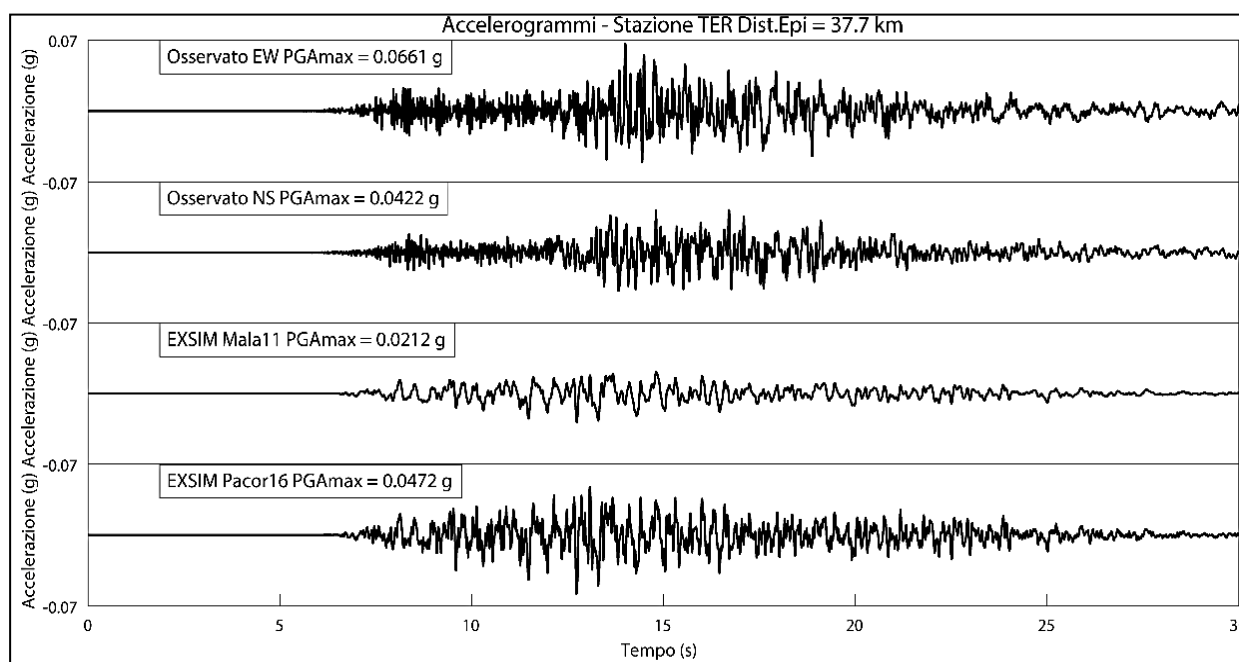
Figura 91: *Accelerogrammi registrati (componente orizzontale E-W e N-S) e sintetici relativi all'evento del 24 Agosto per la stazione TER e valori della PGA massima*
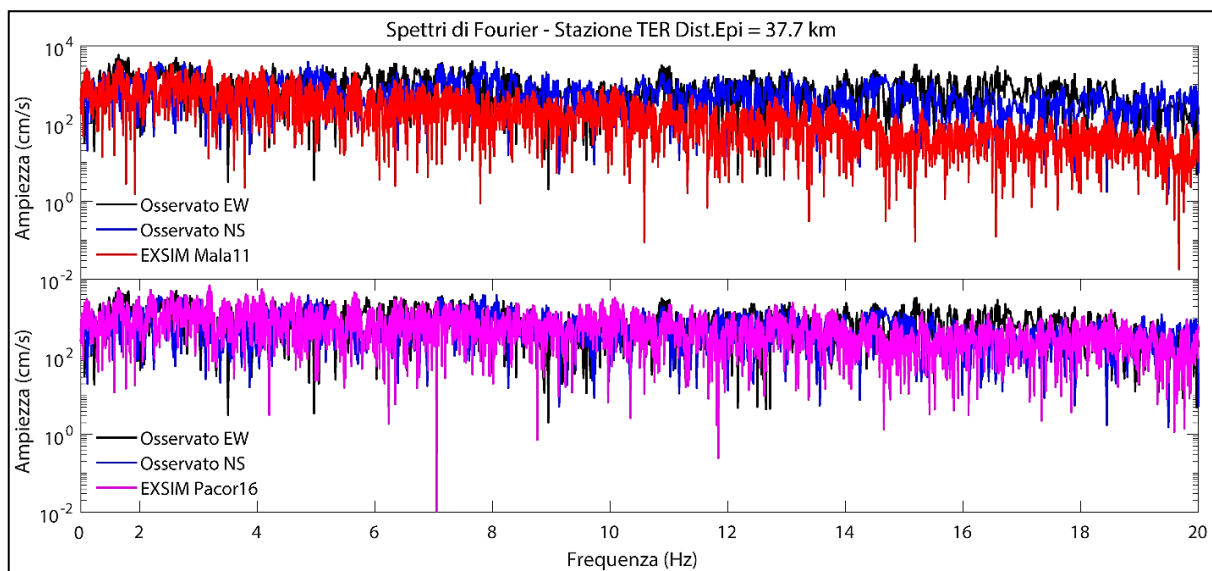
Figura 92: *Spettri di Fourier elaborati in ambiente Matlab, nell'intervallo di frequenze 0 – 20 Hz, registrati (componente orizzontale E-W in nero e N-S in blu) e sintetici (Mala11 in rosso e Pacor16 in viola) relativi all'evento del 24 Agosto per la stazione TER*

SA - Stazione TER Dist.Epi = 37.7 km

Rapporto spettrale logaritmico

Differenza della percentuale areale

	Osservato EW	Osservato NS
EXSIM Mala11	8.0 %	10.7 %
EXSIM Pacor16	16.7 %	31.2 %
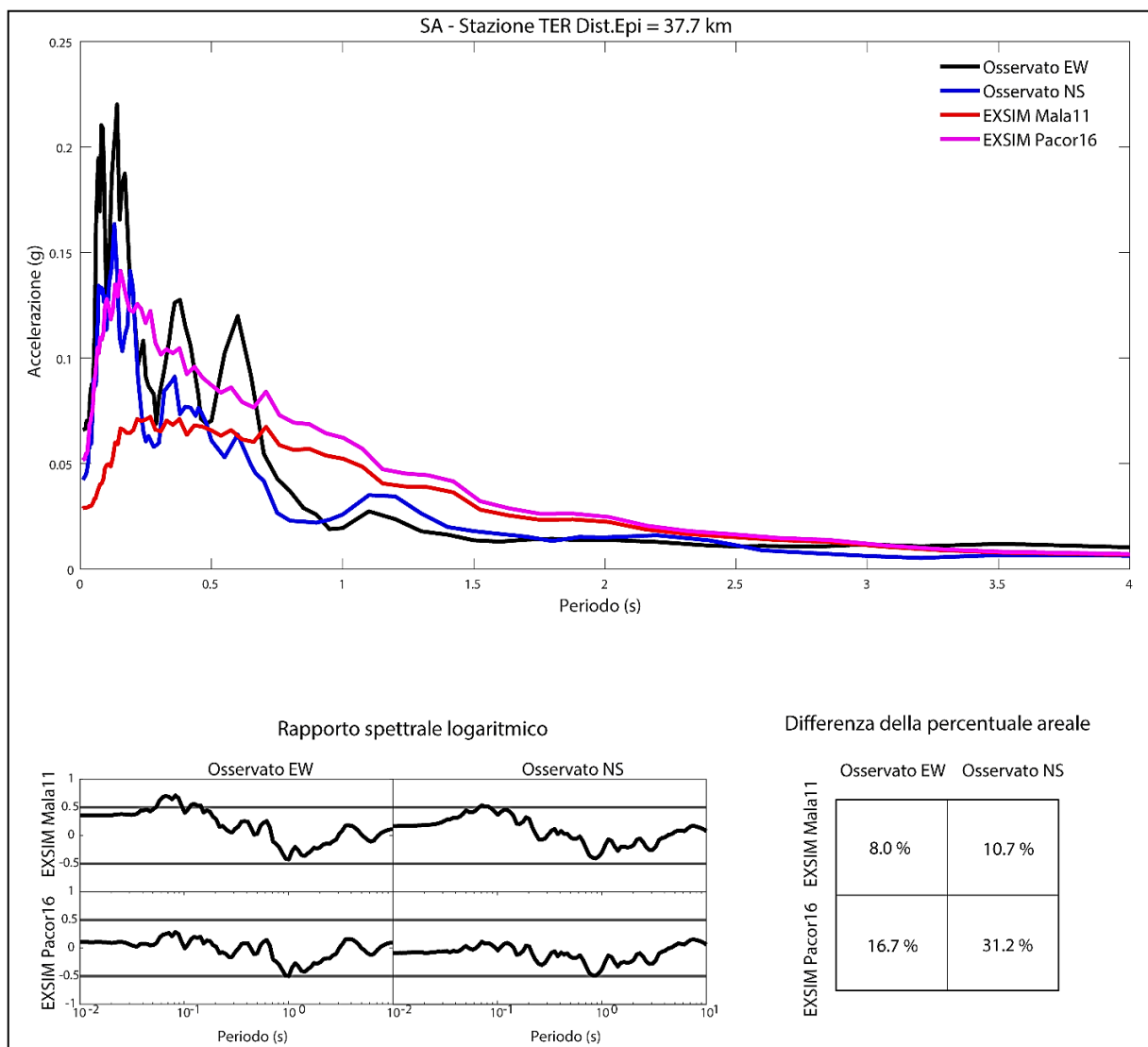
Figura 93: *Spettri di risposta naturali (componente orizzontale E-W in nero e N-S in blu) e sintetici (Mala11 in rosso e Pacor16 in viola) relativi all'evento del 24 Agosto per la stazione TER. In basso il rapporto spettrale logaritmico tra gli spettri naturali e sintetici e la differenza area in percentuale.*

Un'ulteriore conferma di quanto affermato è data dagli spettri di risposta in accelerazione. Lo spettro ottenuto con i parametri di Pacor *et al*. (2016) risulta il migliore in questo caso. Il rapporto logaritmico rientra nel limite ± 0.5 e le differenze areali di tale spettro con quelli naturali con componente orizzontale E-W e N-S presentano ottime percentuali: 16.7% e 31.2% rispettivamente. Per bassi periodi (< 0.1 s) il rapporto logaritmico tra gli SA del naturale con componente E-W e del simulato Mala11, si presenta lievemente superiore al limite 0.5. Le differenze areali dello spettro di risposta Mala11 rispetto ai naturali mostrano, comunque, delle percentuali minori del 50%.

È importante notare come i picchi alle alte frequenze (bassi periodi) degli SA naturali, in particolare quello con componente E-W, non sono stati colti da entrambe le simulazioni. Confrontando la scala delle ordinate degli SA delle due stazioni analizzate per l'evento del 24 Agosto 2016, si nota che per la stazione ANT (distanza epicentrale = 33.6 km) i picchi risultano inferiori a 0.08 g, mentre nel caso della stazione TER (distanza epicentrale = 37.7 km) superano 0.15 g. Tali stazioni, essendo localizzate a distanze simili, se poste sulla medesima categoria di sottosuolo dovrebbero presentare dei valori in accelerazione confrontabili. Le stazioni contrassegnate con una categoria di sottosuolo asteriscata, sono desunte con metodologie indirette o sulla base delle carte geologiche e quindi non caratterizzate in funzione della V_S30. Per tali ragioni, non si esclude che la stazione TER, in realtà, non sia posta su un suolo rigido oppure sia soggetta ad altri fenomeni di amplificazione, per esempio quelli di carattere topografico.

3.7.6 Simulazione dell'evento del 26 Ottobre 2016

Il secondo terremoto considerato per le simulazioni numeriche è stato quello avvenuto il 26 Ottobre 2016 con M_w 5.9.
Nella Fig.94 sono indicati i siti considerati nelle simulazioni. Sono state selezionate le stazioni TER e MNF, entrambe su suolo A*. Per questo evento sismico è stata considerata la stazione MNF poiché non solo dista 17.5 km dall'epicentro, ma è posizionata all *footwall* come il sito di Casanova.

Anche in questo caso, considerando i parametri di sorgente dell'evento del 26 Ottobre (Tab.12), sono state eseguite due simulazioni per ogni stazione, mantenendo costanti tutti i parametri tranne quelli relativi al fattore di qualità, all'attenuazione geometrica e all'effetto kappa: in una simulazione sono stati considerati quelli proposti da Malagnini *et al.* (2011), nell'altra quelli indicati da Pacor *et al.* (2016).
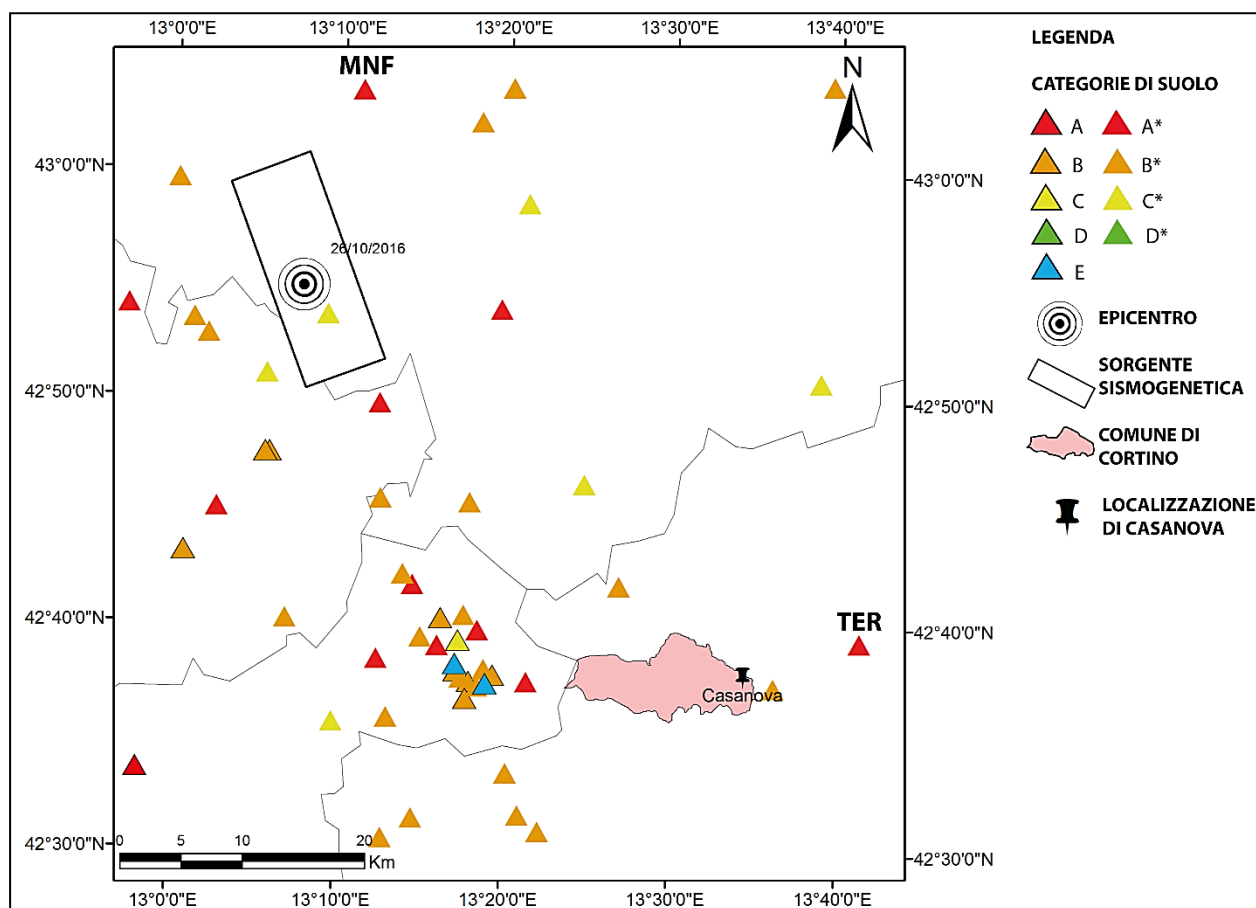
Figura 94: *Zoom sulla distribuzione delle stazioni accelerometriche poste in zona epicentrale per l'evento del 26 Ottobre 2016 (fonte http://esm.mi.ingv.it). La mappa è stata realizzata tramite il software ArcMap 10.2.2. considerando la box sismogenetica proposta da Chiaraluce* et al, *2017. Sono stati evidenziati i codici delle stazioni MNF e TER ai fini delle simulazioni numeriche svolte.*

3.7.6.1 Simulazione dell'evento del 26 Ottobre 2016: stazione MNF

Attraverso l'elaborazione dell'algoritmo EXSIM, per la stazione MNF, sono state simulate le forme d'onda (Fig.95), gli spettri di Fourier (Fig.96) e gli spettri di risposta (Fig.97).

Dalle due simulazioni, per tale stazione, si evince che i parametri proposti da Pacor *et al.* (2016) e Malagnini *et al.* (2011) sono in buon accordo con i dati osservati.

Il valore della PGA Mala11 pari a 0.1292 g è confrontabile con i picchi in accelerazione delle due componenti orizzontali registrate, mentre la PGA Pacor16 è leggermente più elevata (0.1873 g).

Gli spetti di Fourier dei simulati (di colore rosso e viola) si sovrappongono abbastanza bene a quelli naturali.

Gli spettri di risposta naturali (in blu e nero) mostrano dei picchi con valori differenti, ciò può essere dovuto alla direttività della faglia. Si nota come, nei bassi periodi tra 0 – 0.3 s, gli spettri di risposta sintetici, seppur ancorati ad un valore a_0 più alto rispetto agli SA naturali, fittano abbastanza bene. Il rapporto spettrale, infatti, non solo nei bassi periodi è compreso entro il limite ± 0.5. Le differenze areali degli spettri considerati, presentano delle buone percentuali in entrambe le tipologie di simulazione: risultano tutte inferiori al 50%. La percentuale più bassa (27.3 %) si

riscontra nel confronto tra lo spettro di risposta simulato con i parametri proposti da Malagnini *et al*. (2011) e lo spettro di risposta orizzontale con componente N – S.
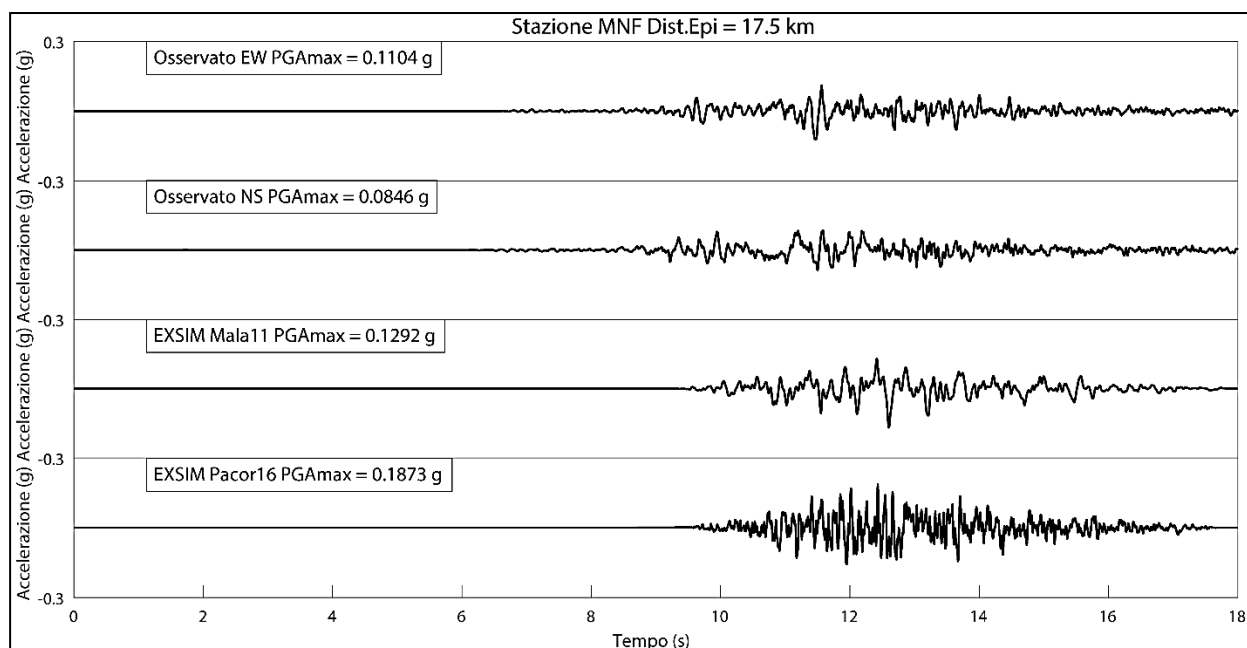
Figura 95: *Accelerogrammi registrati (componente orizzontale E-W e N-S) e sintetici relativi all'evento del 26 Ottobre per la stazione MNF e valori della PGA massima*
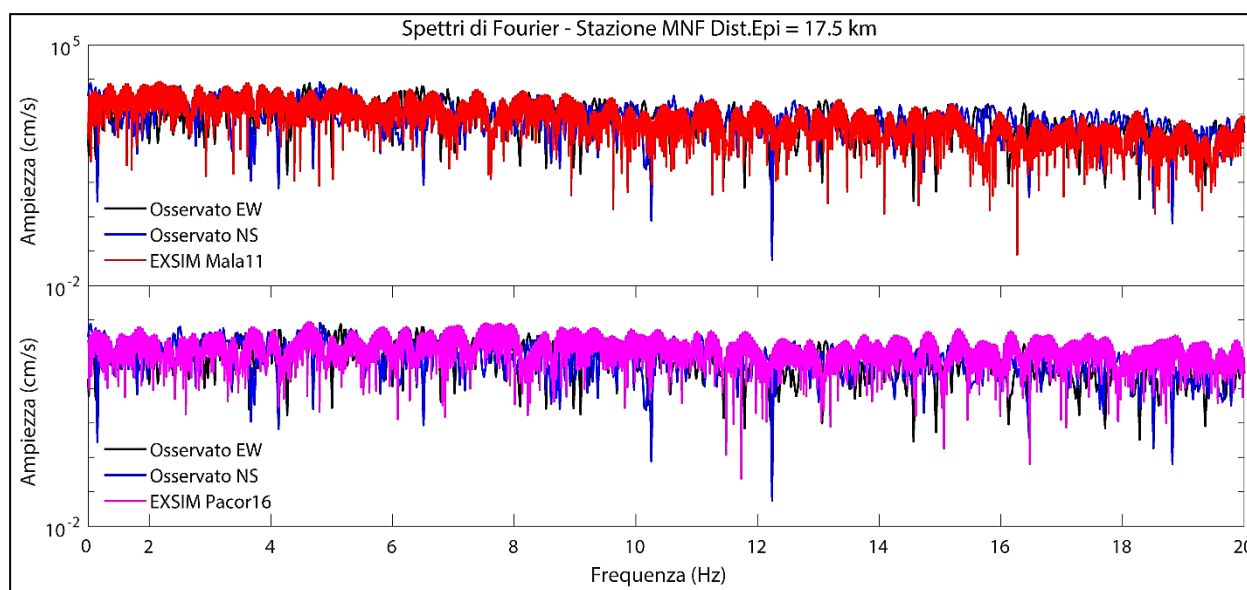
Figura 96: *Spettri di Fourier elaborati in ambiente Matlab, nell'intervallo di frequenze 0 – 20 Hz, registrati (componente orizzontale E-W in nero e N-S in blu) e sintetici (Mala11 in rosso e Pacor16 in viola) relativi all'evento del 26 Ottobre per la stazione MNF*
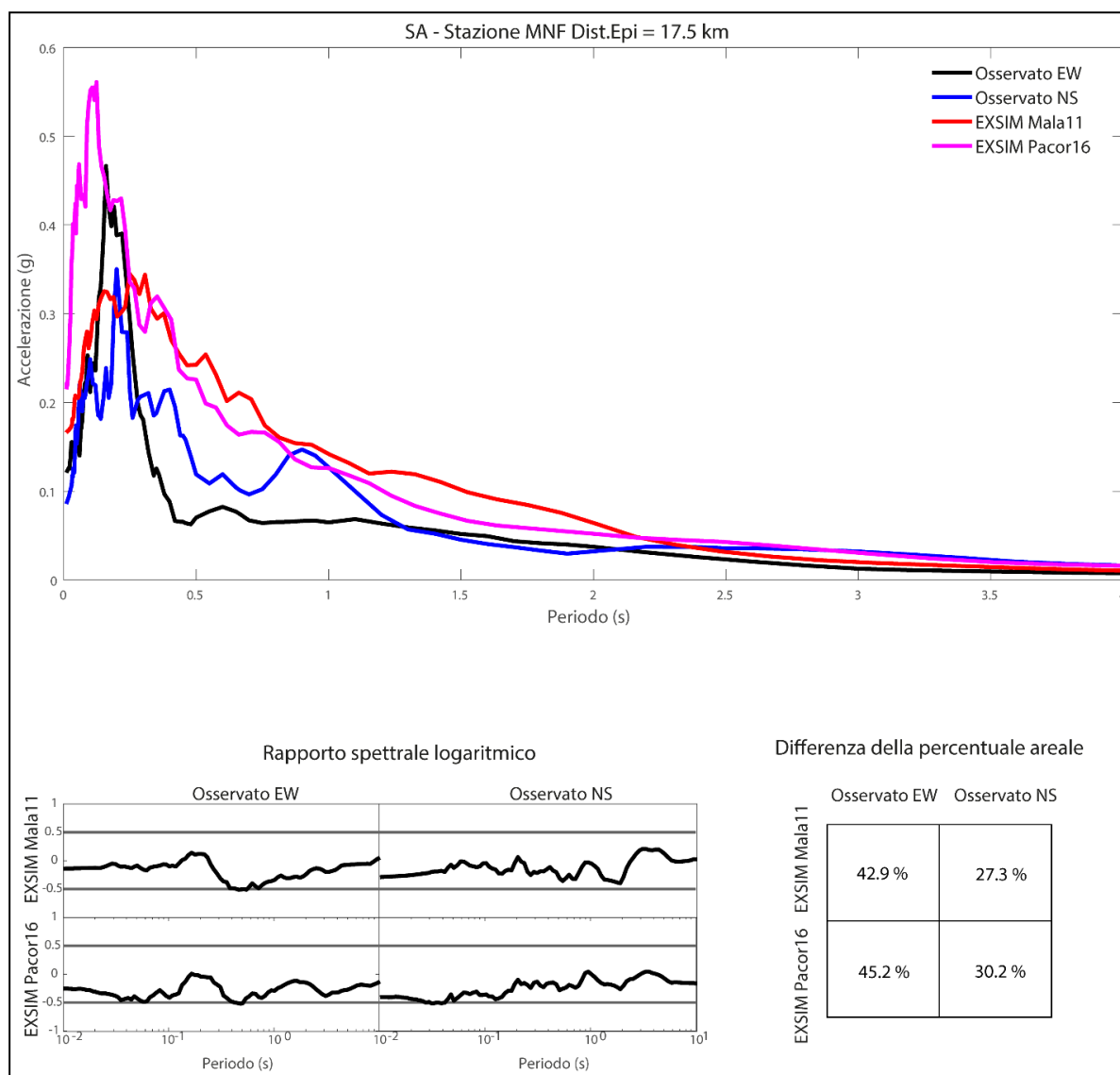
Figura 97: *Spettri di risposta naturali (componente orizzontale E-W in nero e N-S in blu) e sintetici (Mala11 in rosso e Pacor16 in viola) relativi all'evento del 26 Ottobre per la stazione MNF. In basso il rapporto spettrale logaritmico tra gli spettri naturali e sintetici e la differenza area in percentuale.*

3.7.6.2 Simulazione dell'evento del 26 Ottobre 2016: stazione TER

Gli accelerogrammi sintetici di questo evento sismico elaborati per la stazione TER sono riportati in Fig.98, gli spettri di Fourier e di risposta in Fig.99 e Fig.100 rispettivamente. L'evento sismico del 26 Ottobre è quello localizzato più a nord rispetto agli altri due terremoti considerati; per questo motivo, la distanza della stazione TER dall'epicentro è più elevata (54.2 km) rispetto al precedentemente evento.

Considerando le due simulazioni effettuate per tale stazione, si evince che i parametri proposti da Pacor *et al.* (2016) fittano meglio con i dati naturali, anche in questo caso.

Il valore della PGA Pacor16 pari a 0.0238 g è molto simile a quello riscontrato per la componente N-S (0.0232 g), mentre la PGA Mala11 è più bassa (0.0122 g). La PGA del naturale con componente E-W presenta un valore abbastanza elevato, pari a 0.0379 g.
Valutando gli spettri di Fourier si nota che, soprattutto alle alte frequenze, lo spettro simulato con i parametri proposti da Malagnini *et al.* (2011) per questa stazione si discosta dagli spettri di Fourier dei due naturali, mentre lo spettro di Fourier in viola, ottenuto dalla simulazione con i parametri indicati da Pacor *et al*. (2016), risulta in buona sovrapposizione con gli spettri osservati nel range di frequenza 0-20 Hz.
Un'ulteriore conferma di quanto affermato è data dagli spettri di risposta in accelerazione: lo spettro ottenuto con i parametri di Pacor *et al*. (2016) risulta migliore anche in questo caso. Il rapporto logaritmico rientra nel limite ± 0.5 e le differenze areali di tale spettro con quelli naturali con componente orizzontale E-W e N-S presentano ottime percentuali: 15.7% e 15.8% rispettivamente. Alle alte frequenze. il rapporto logaritmico tra gli SA del naturale con componente E-W e del simulato Mala11, si presenta lievemente superiore al limite 0.5. Le differenze areali dello spettro di risposta Mala11 rispetto ai naturali mostrano, comunque, delle percentuali minori del 50%.

Anche in questo caso, i picchi alle alte frequenze (bassi periodi) degli SA naturali, in particolare quello con componente E-W, non sono stati colti da entrambe le simulazioni. Per le ragioni precedentemente enunciate, non si esclude che la stazione TER, non sia posta su un suolo rigido (con V_S >800 m/s) oppure sia soggetta a fenomeni di amplificazione topografica.
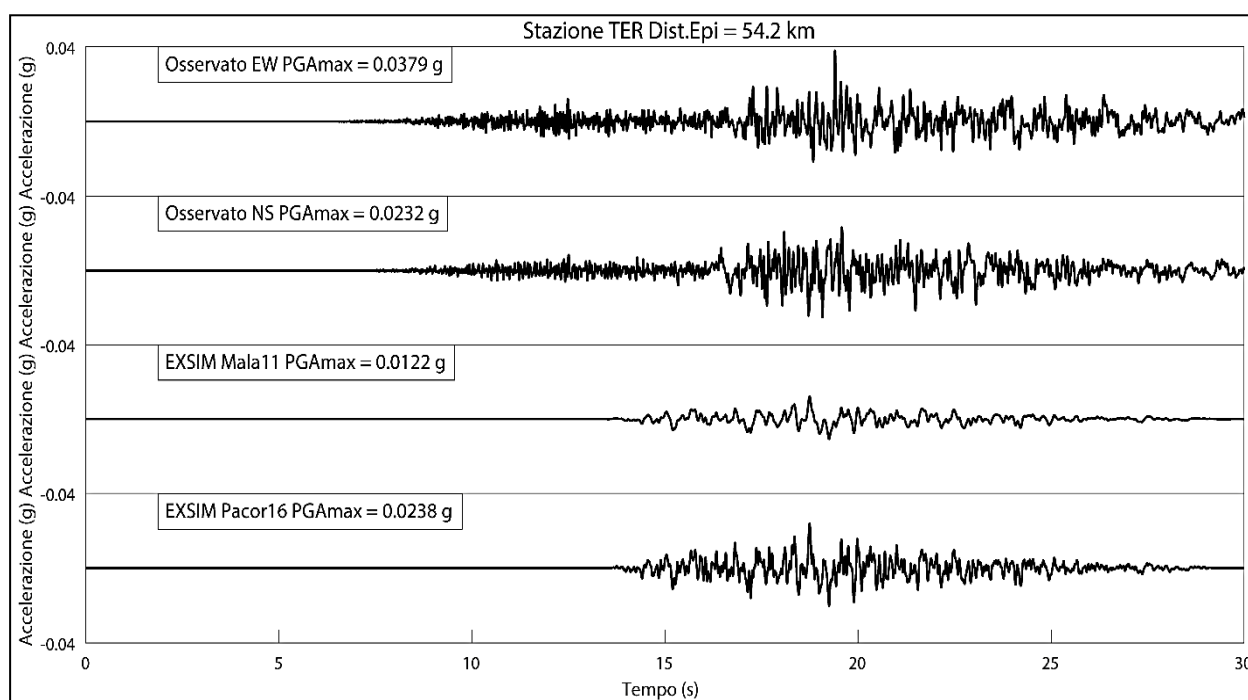
Figura 98: *Accelerogrammi registrati (componente orizzontale E-W e N-S) e sintetici relativi all'evento del 26 Ottobre per la stazione TER e valori della PGA massima*
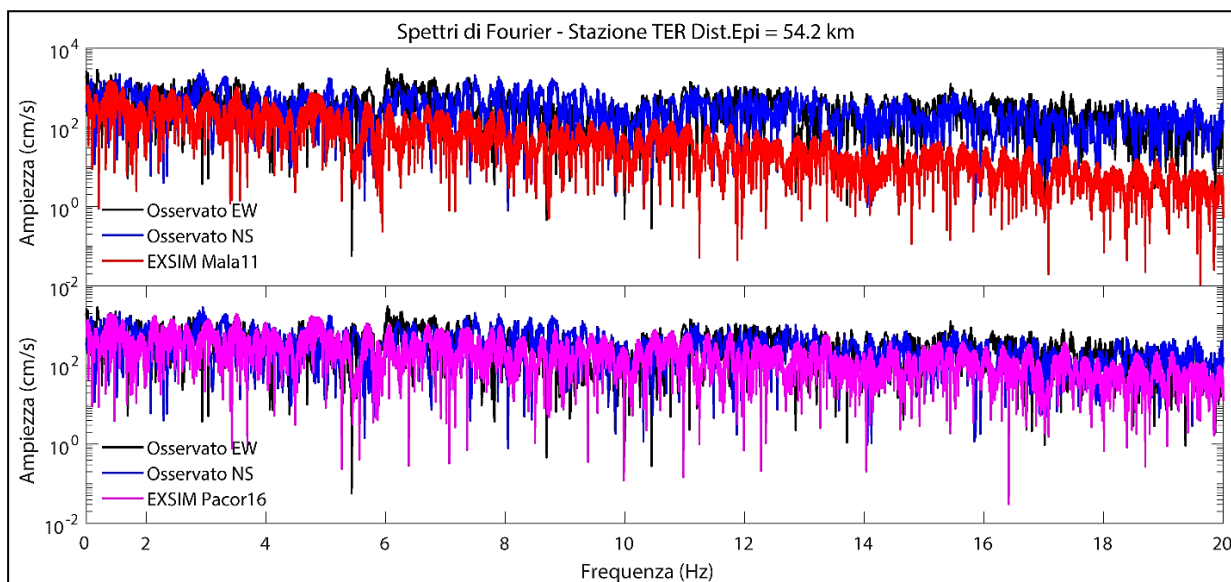
Figura 99: Spettri di Fourier elaborati in ambiente Matlab, nell'intervallo di frequenze 0 – 20 Hz, registrati (componente orizzontale E-W in nero e N-S in blu) e sintetici (Mala11 in rosso e Pacor16 in viola) relativi all'evento del 26 Ottobre per la stazione TER

SA - Stazione TER Dist.Epi = 54.2 km

Rapporto spettrale logaritmico

Differenza della percentuale areale

	Osservato EW	Osservato NS
EXSIM Mala11	12.9 %	12.8 %
EXSIM Pacor16	15.7 %	15.8 %
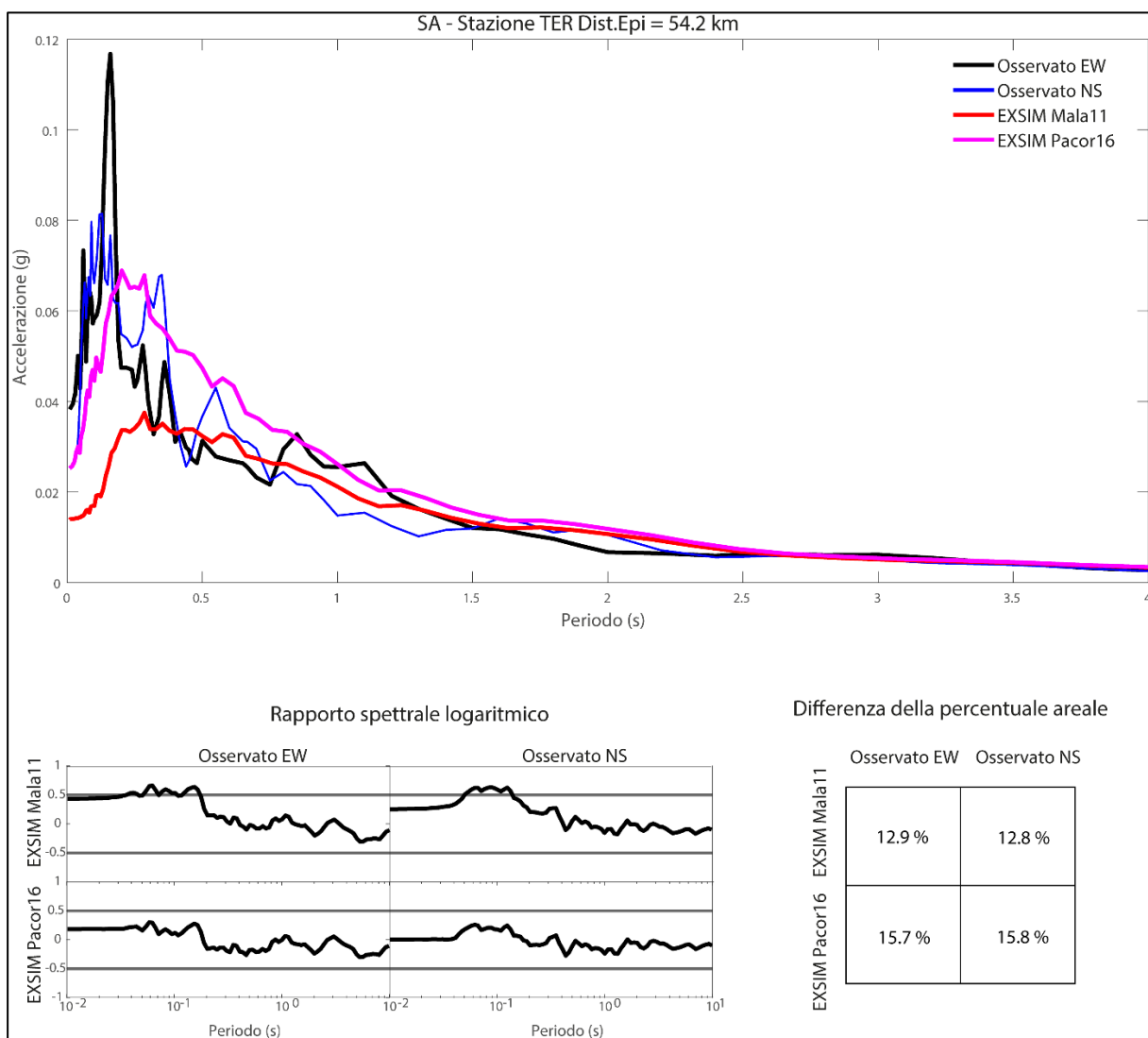
Figura 100: Spettri di risposta naturali (componente orizzontale E-W in nero e N-S in blu) e sintetici (Mala11 in rosso e Pacor16 in viola) relativi all'evento del 26 Ottobre per la stazione TER. In basso il rapporto spettrale logaritmico tra gli spettri naturali e sintetici e la differenza area in percentuale.

3.7.7 Simulazione dell'evento del 30 Ottobre 2016

L'ultimo terremoto considerato per le simulazioni numeriche è quello occorso il 30 Ottobre 2016 con M_w 6.5.

Nella Fig.101 sono indicati siti considerati nelle simulazioni: sono state scelte le stazioni TER e MMO, entrambe su suolo A*. È stata considerata la stazione MMO poiché non solo dista 19.3 km dall'epicentro (quindi viene a trovarsi in *near field*), ma è posizionata all *footwall* come il sito di Casanova.

Per le simulazioni sono stati considerati i parametri di sorgente dell'evento del 30 Ottobre (Tab.12), le due tipologie di simulazioni per ogni stazione, sono state effettuate lasciando invariati tutti i parametri tranne quelli relativi al fattore di qualità, all'attenuazione geometrica e all'effetto kappa: in una simulazione sono stati considerati quelli proposti da Malagnini *et al.* (2011), nell'altra quelli indicati da Pacor *et al.* (2016).

Sono stati evidenziati i codici delle stazioni MMO e TER ai fini delle simulazioni numeriche svolte.
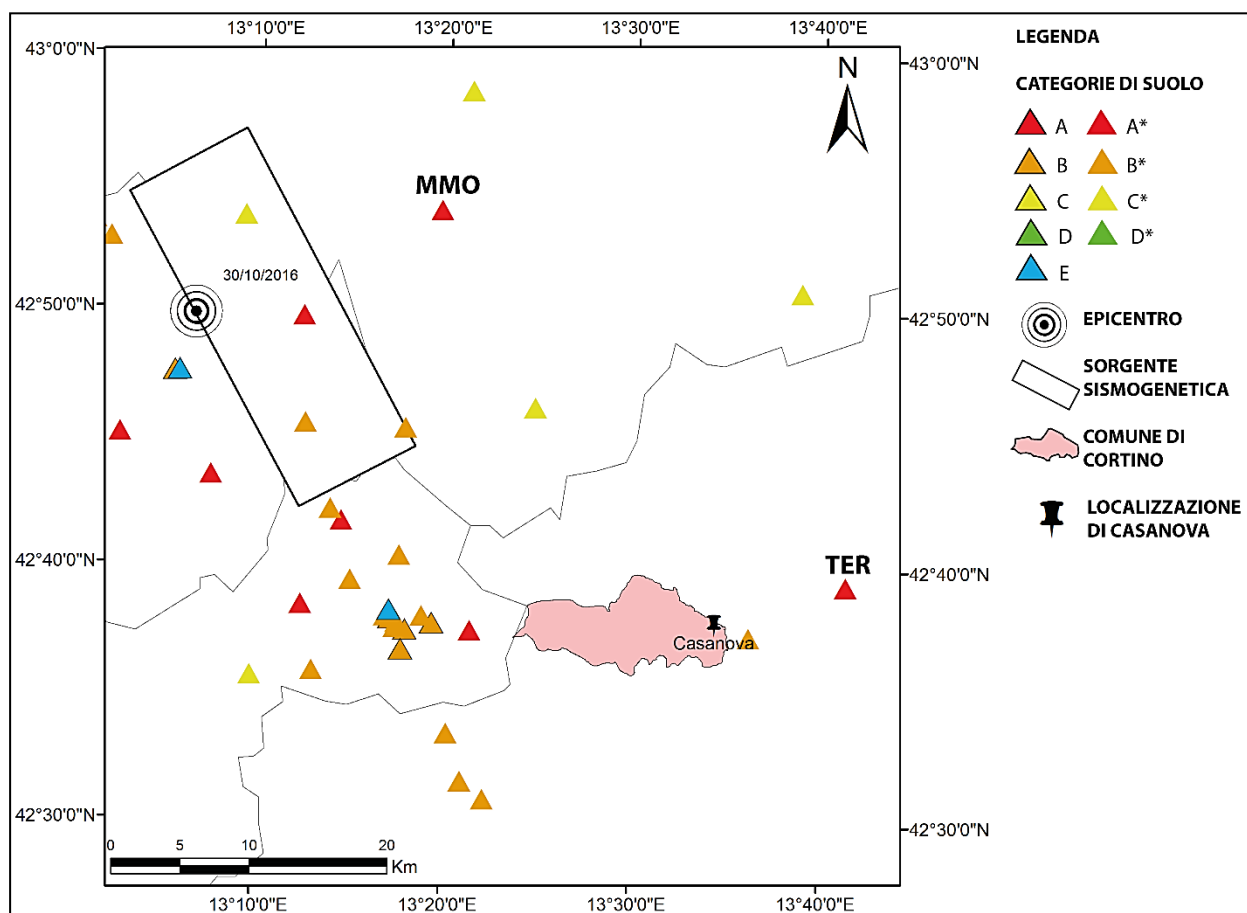
Figura 101: *Zoom sulla distribuzione delle stazioni accelerometriche poste in zona epicentrale per l'evento del 30 Ottobre 2016 (fonte http://esm.mi.ingv.it). La mappa è stata realizzata tramite il software ArcMap 10.2.2. considerando la box sismogenetica proposta da Chiaraluce* et al, *2017.*

3.7.7.1 Simulazione dell'evento del 30 Ottobre 2016: stazione MMO

Attraverso l'elaborazione mediante il codice di calcolo EXSIM, per la stazione MMO, sono state simulate le forme d'onda (Fig.102), gli spettri di Fourier (Fig.103) e gli spettri di risposta (Fig.104).

Dalle due simulazioni, per tale stazione, si evince che i parametri proposti da Malagnini *et al.* (2011) e Pacor *et al.* (2016) sono in buon accordo con i dati osservati.
Il valore della PGA Mala11 pari a 0.1660 g è inferiore ma confrontabile con i picchi in accelerazione delle due componenti orizzontali registrate, mentre la PGA Pacor16 è leggermente più elevata (0.2531 g).
Gli spetti di Fourier dei simulati (di colore rosso e viola) si sovrappongono abbastanza bene su quelli naturali, solo alle alte frequenze lo spettro di Fourier Mala11 si presenta con valori di ampiezza leggermente più bassi dei naturali.
Gli SA naturali (in blu e nero) mostrano dei picchi nei periodi tra 0 – 0.3 s. La simulazione dello spettro di risposta con valori proposti da Malagnini *et al.* (2011) non coglie tali picchi, al contrario. In generale, gli spettri di risposta sintetici fittano abbastanza bene. Il rapporto spettrale, infatti, è compreso entro il limite ± 0.5. Le differenze areali degli spettri considerati, presentano delle buone percentuali in entrambe le tipologie di simulazione: risultano tutte inferiori al 50%.
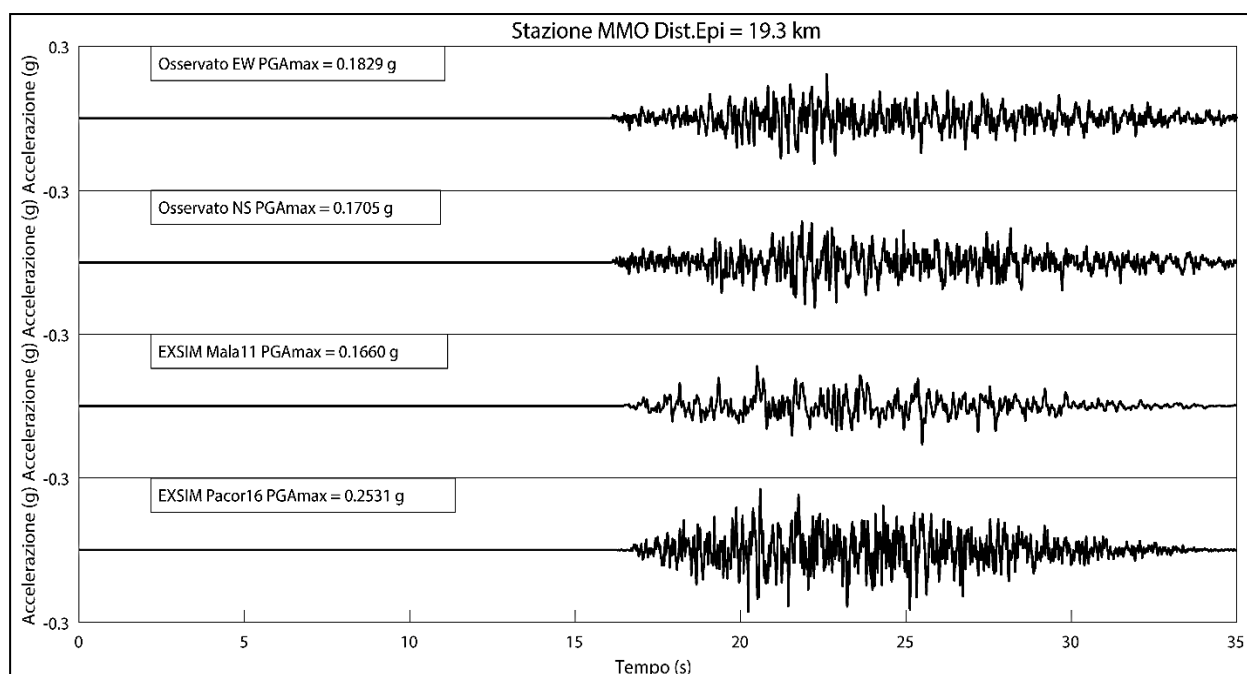
Figura 102: *Accelerogrammi registrati (componente orizzontale E-W e N-S) e sintetici relativi all'evento del 30 Ottobre per la stazione MMO e valori della PGA massima*
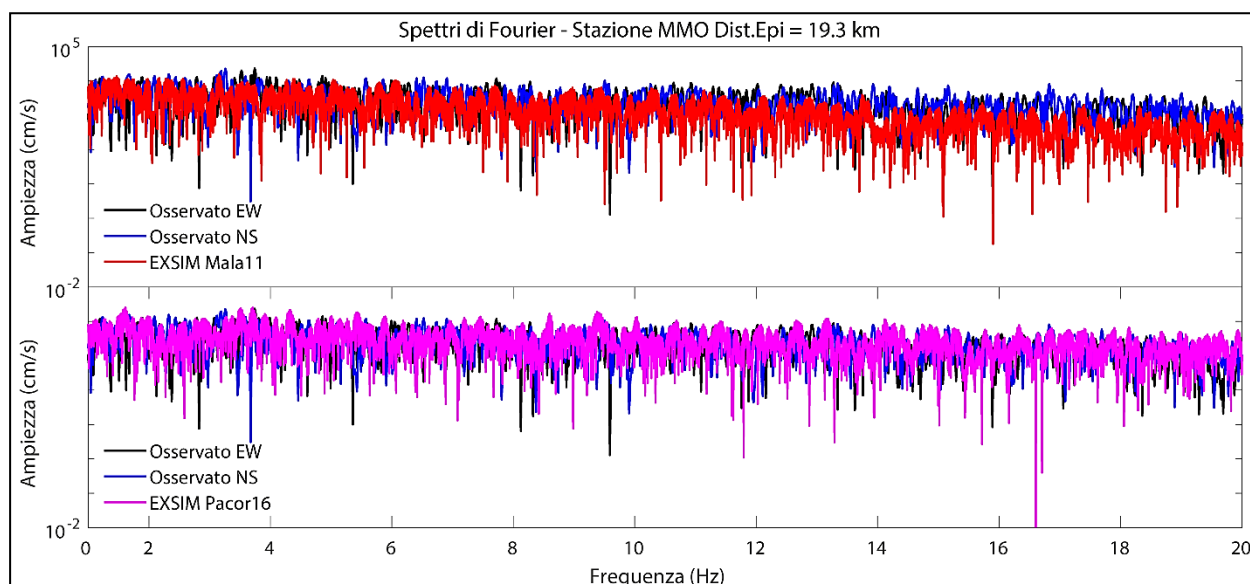
__Figura 103:__ Spettri di Fourier elaborati in ambiente Matlab, nell'intervallo di frequenze 0 – 20 Hz, registrati (componente orizzontale E-W in nero e N-S in blu) e sintetici (Mala11 in rosso e Pacor16 in viola) relativi all'evento del 30 Ottobre per la stazione MMO

SA - Stazione MMO Dist.Epi = 19.3 km

Rapporto spettrale logaritmico

Differenza della percentuale areale

	Osservato EW	Osservato NS
EXSIM Mala11	41.7 %	36.8 %
EXSIM Pacor16	45.2 %	40.5 %
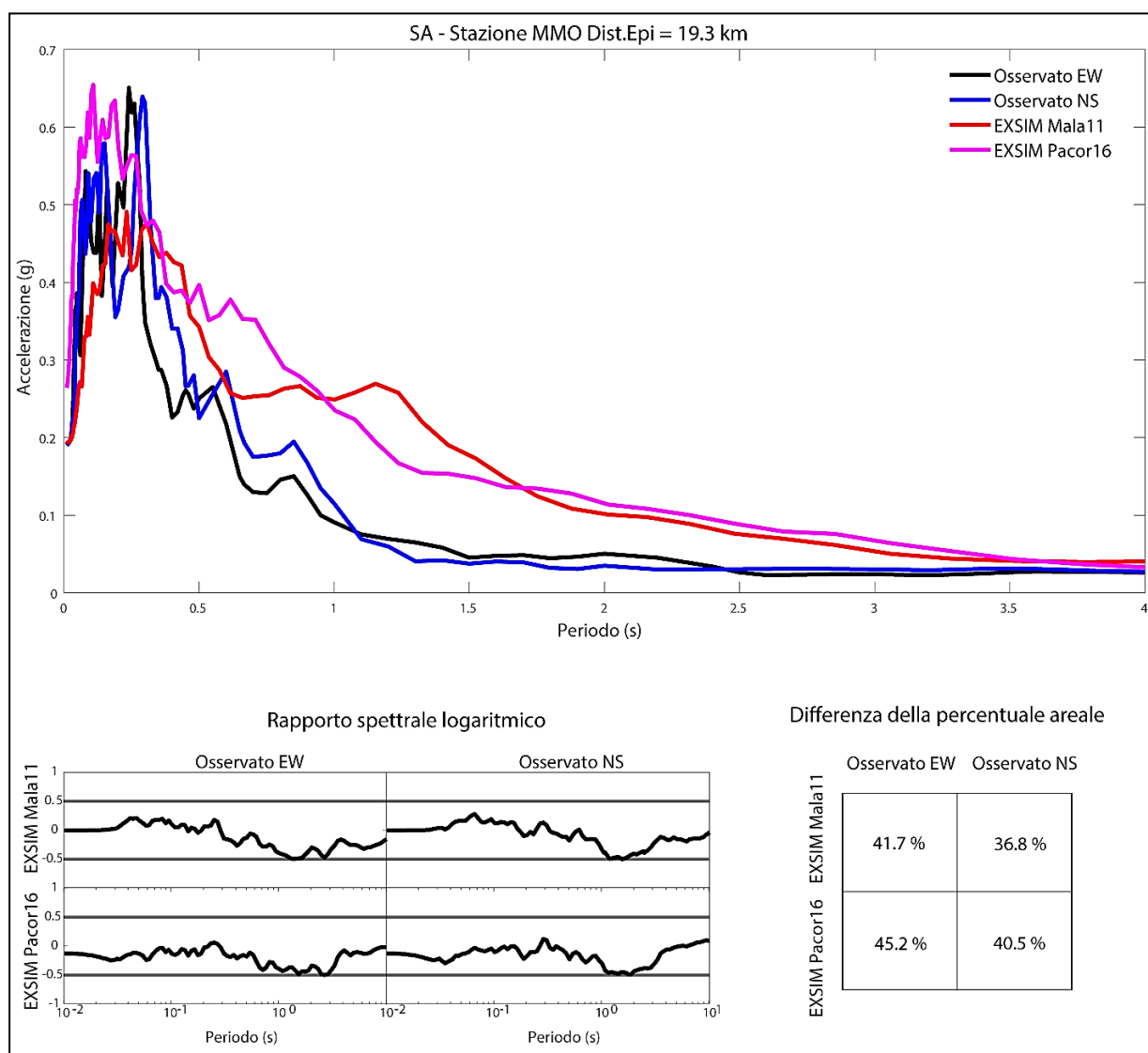
__Figura 104:__ Spettri di risposta naturali (componente orizzontale E-W in nero e N-S in blu) e sintetici (Mala11 in rosso e Pacor16 in viola) relativi all'evento del 30 Ottobre per la stazione MMO. In basso il rapporto spettrale logaritmico tra gli spettri naturali e sintetici e la differenza area in percentuale.

3.7.7.2 Simulazione dell'evento del 30 Ottobre 2016: stazione TER

Gli accelerogrammi sintetici elaborati per il *mainshock* del 30 Ottobre per la stazione TER sono riportati in Fig.105, gli spettri di Fourier e di risposta in Fig.106 e Fig.107 rispettivamente. L'evento sismico del 30 Ottobre è quello più forte della sequenza sismica del Centro Italia; la distanza della stazione TER dall'epicentro è di 51.2 km.

Considerando le due simulazioni effettuate per tale stazione e l'entità dell'evento in termini di energia rilasciata, si evince che i parametri proposti da Pacor *et al.* (2016) fittano meglio con i dati naturali, ma non riescono a simulare alcune caratteristiche delle forme d'onda e degli spettri di risposta.

In particolare, si nota che il valore della PGA dei due registrati è più elevato dei due simulati, soprattutto rispetto a quello elaborato con i parametri proposti da Malagnini *et al.* (2011) che presenta un valore pari a 0.0272 g. Il valore della PGA nei naturali è di 0.0754 g e 0.0822 g per la componente E-W e N-S rispettivamente, mentre nel simulato Pacor16 è pari a 0.0515 g.

Valutando gli spettri di Fourier si nota che, soprattutto alle alte frequenze, lo spettro simulato con i parametri proposti da Malagnini *et al.* (2011) per questa stazione si discosta dagli spettri di Fourier dei due naturali, mentre lo spettro di Fourier in viola, ottenuto dalla simulazione con i parametri indicati da Pacor *et al*. (2016), risulta in buona sovrapposizione con gli spettri osservati nel range di frequenza considerato.
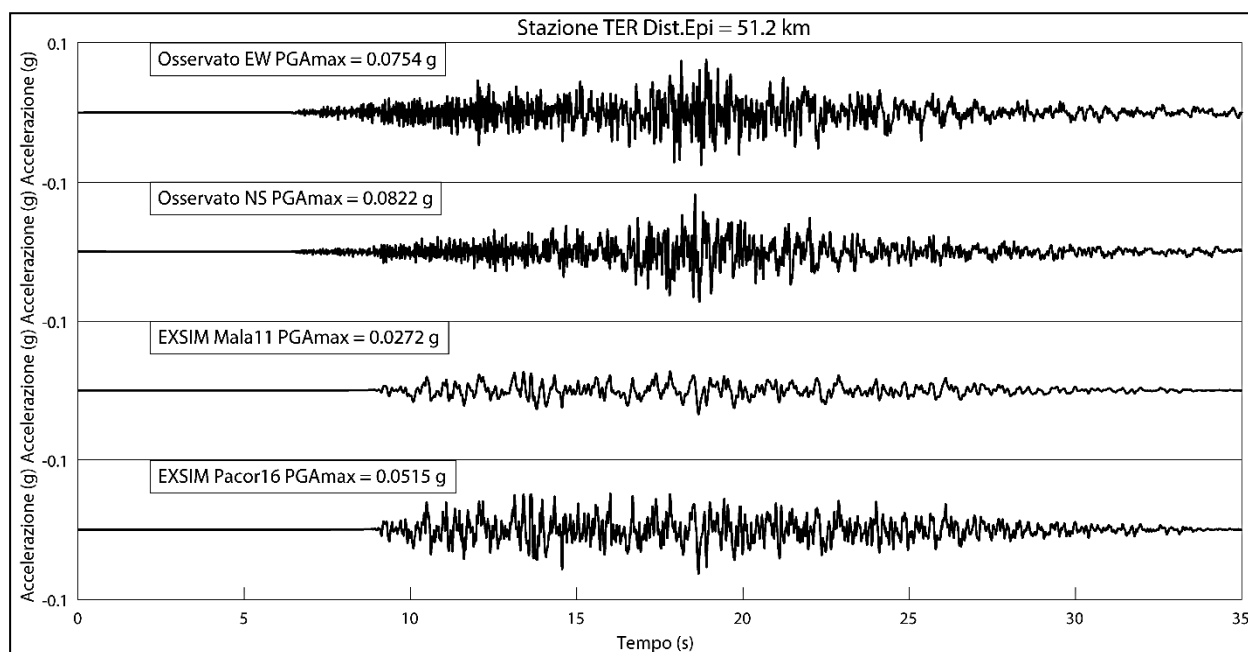
Figura 105: *Accelerogrammi registrati (componente orizzontale E-W e N-S) e sintetici relativi all'evento del 30 Ottobre per la stazione TER e valori della PGA massima*
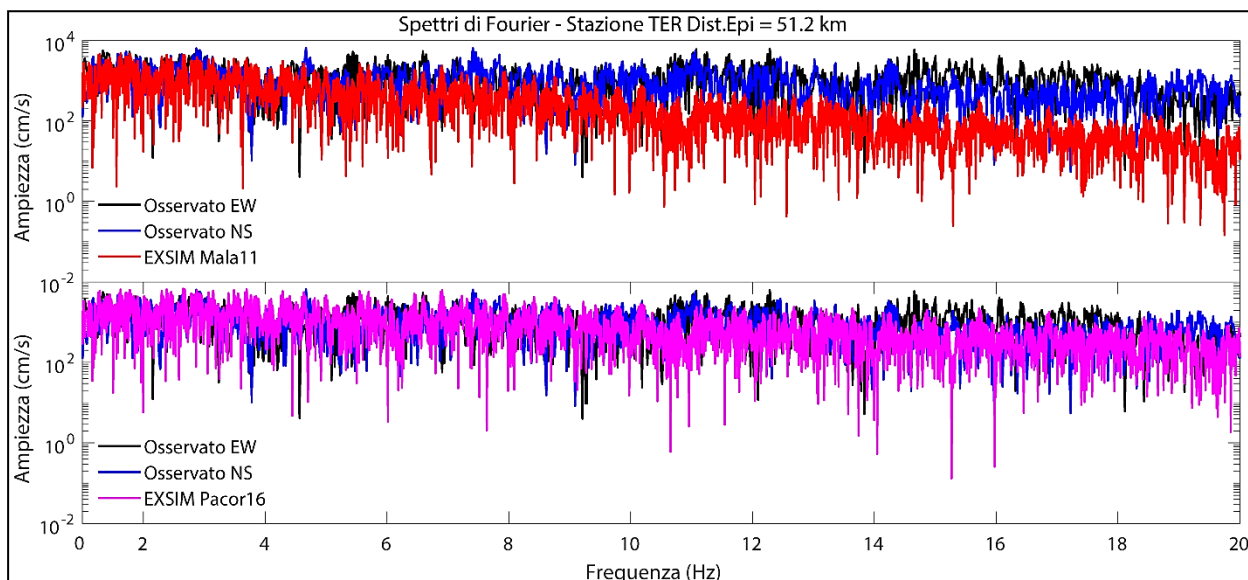
Figura 106: *Spettri di Fourier elaborati in ambiente Matlab, nell'intervallo di frequenza 0 – 20 Hz, registrati (componente orizzontale E-W in nero e N-S in blu) e sintetici (Mala11 in rosso e Pacor16 in viola) relativi all'evento del 30 Ottobre per la stazione TER*

	Osservato EW	Osservato NS
EXSIM Mala11	12.3 %	10.5 %
EXSIM Pacor16	30.2 %	28.8 %
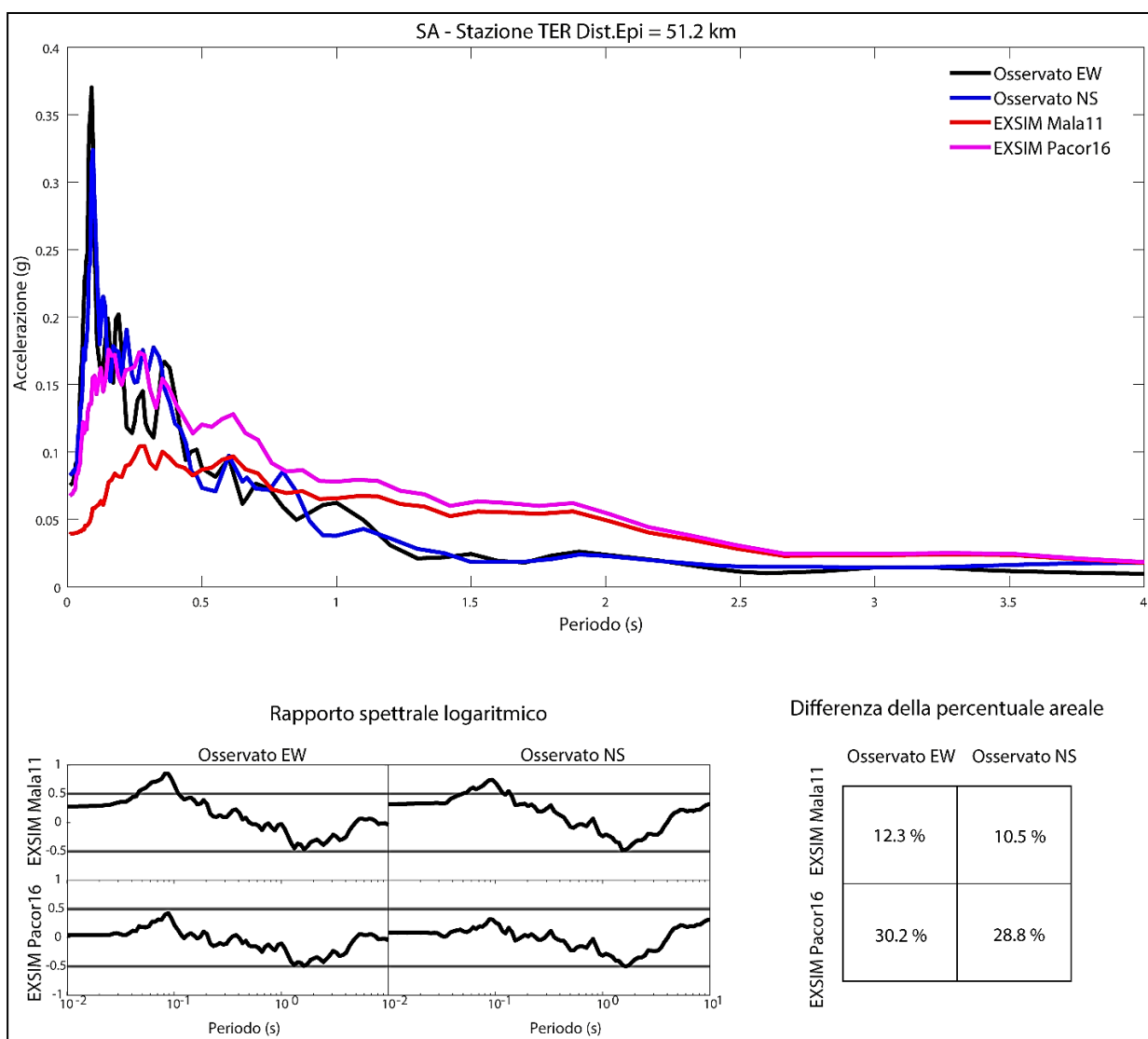
Figura 107: *Spettri di risposta naturali (componente orizzontale E-W in nero e N-S in blu) e sintetici (Mala11 in rosso e Pacor16 in viola) relativi all'evento del 30 Ottobre per la stazione TER. In basso il rapporto spettrale logaritmico tra gli spettri naturali e sintetici e la differenza area in percentuale.*

Anche in questo caso, i picchi alle alte frequenze (bassi periodi) degli spettri di risposta in accelerazione naturali non sono stati colti da entrambe le simulazioni. Tra le due tipologie di simulazione, lo spettro ottenuto con i parametri di Pacor *et al*. (2016) risulta migliore anche in questo caso. Il rapporto logaritmico rientra nel limite ± 0.5 e le differenze areali di tale spettro con quelli naturali con componente orizzontale E-W e N-S presentano ottime percentuali: 30.2% e 28.8% rispettivamente. Alle alte frequenze, il rapporto logaritmico tra gli SA del naturale con componente E-W e del simulato Mala11, si presenta lievemente superiore al limite 0.5, proprio in corrispondenza dei picchi presenti negli SA naturali. Le differenze areali dello spettro di risposta Mala11 rispetto ai naturali mostrano, comunque, delle percentuali minori del 50%.

Valori > 0.3 g nello spettro di risposta, ad una distanza oltre i 50 km dall'epicentro, sono abbastanza elevati per SA su categoria di sottosuolo A o A*. Per tale motivo, non si esclude che la stazione TER, non sia posta su un suolo rigido oppure sia soggetta a fenomeni di amplificazione, ad esempio topografica.

3.8 Microzonazione sismica di I livello e prova Down Hole per la frazione di Casanova

Gli effetti provocati dagli eventi sismici possono essere valutati realizzando studi di microzonazione sismica, che consentono di individuare le caratteristiche geomorfologiche e geologiche di un'area che implicano un'amplificazione del moto sismico.

In seguito della sequenza sismica che ha interessato il Centro Italia 2016 – 2017, il Centro per la Microzonazione Sismica (Centro MS), in accordo con le Regioni maggiormente colpite, ha svolto una serie di rilievi geomorfologici, geologici e geotecnici e indagini geofisiche al fine di caratterizzare le aree di interesse. Il Centro MS, costituito da venticinque soggetti tra Enti di ricerca e Dipartimenti universitari, si è reso disponibile a supportare il Commissario straordinario del Governo per il coordinamento tecnico-scientifico degli studi di microzonazione sismica realizzati da professionisti geologi e ingegneri nei 138 Comuni maggiormente colpiti dagli eventi sismici del 2016-2017.

Dagli studi di Microzonazione sismica di I livello, per l'area in analisi sono state redatte:

- la carta geologico – tecnica
- la carta delle Microzone Omogenee in Prospettiva Sismica
- la carta delle frequenze naturali dei terreni

3.8.1 Carta geologico – tecnica

Nella Carta Geologico-Tecnica per la Microzonazione Sismica sono riportate tutte le informazioni di base geologiche, geomorfologiche, litotecniche e geotecniche derivate da carte ed elaborati esistenti opportunamente integrati con i rilievi di dettaglio. Tali informazioni sono necessarie per la definizione del modello di sottosuolo e funzionali per la realizzazione della Carta delle MOPS.

Le litologie affioranti vengono discriminate in base alla rigidezza del litotipo; infatti, le unità geologico-litotecniche sono state distinte in terreni di copertura e substrato geologico.
L'identificazione di situazioni litostratigrafiche potenzialmente suscettibili ad amplificazione locale o di instabilità viene effettuata mediante la suddivisione dei litotipi in classi predefinite (compatibilmente con la possibilità di definire e caratterizzare un numero non troppo esteso di classi, ma sufficientemente rappresentativo dei depositi presenti in ambito nazionale). Per descrivere la litologia dei terreni è stato utilizzato l'*Unified Soil Classification System* (ASTM, 1985): è un sistema di classificazione dei suoli utilizzato in ingegneria e geologia, che può essere applicato alla maggioranza dei materiali non consolidati. Indicazioni importanti, soprattutto sulla

geometria 2D dei corpi litologici, sono fornite dalle identificazioni degli ambienti genetico - deposizionali.

Secondo quanto riportato in carta (Fig.108), le tipologie di substrato individuate sono due.
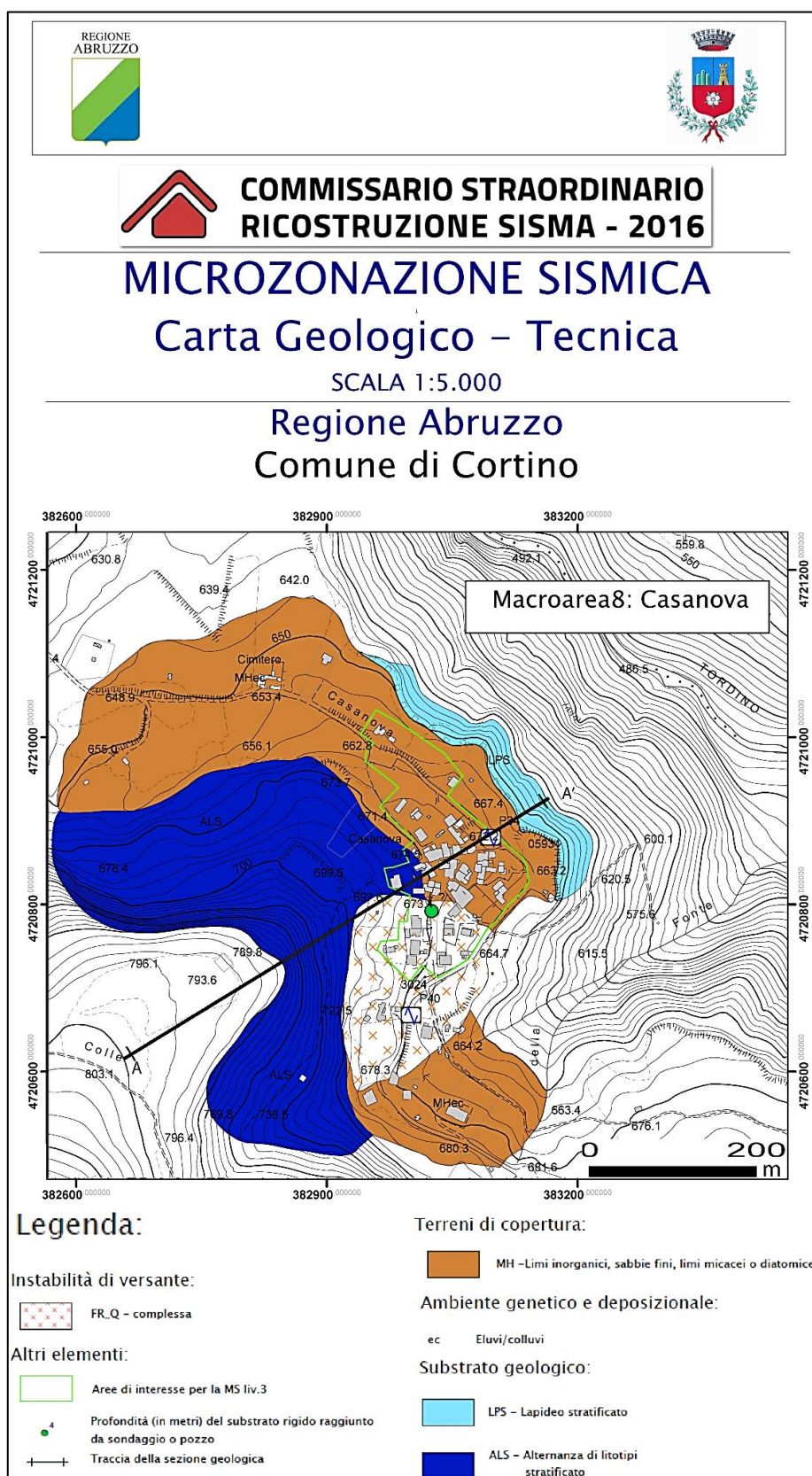
__Figura 108:__ Carta Geologico – Tecnica e relativa legenda della frazione di Casanova per la MS I livello.

È stata eseguita una sezione geologico – tecnica attraverso l'abitato di Casanova (Fig.109), rappresentativa dell'andamento dell'interfaccia substrato – coperture, degli spessori delle unità riscontrate e delle aree interessate da forme di instabilità. La traccia di tale sezione è stata considerata per le analisi numeriche di risposta sismica locale bidimensionali.

Nella classe ALS (Alternanza di litotipi Stratificati, in blu) è stata inclusa la formazione flyschoide della Laga pre – evaporitica, alla quale è stata accorpata la formazione delle Marne a Orbulina poiché presentano caratteristiche litotecniche molto simili ed hanno un modesto spessore. Nella LPS sono state incluse le Marne con Cerrogna (calcareniti marnose in banconi e stratificate, in celeste).
Le coltri eluvio colluviali rappresentano il prodotto di alterazione delle unità geologiche di base, pertanto presentano caratteristiche diverse a seconda della roccia madre che le ha generate e del contesto geomorfologico di formazione. Nell'area analizzata si tratta di limi inorganici e sabbie fini.
Per quanto riguarda le instabilità, è stata rilevata esclusivamente una forma di instabilità di versante quiescente complessa.

Dalla mappa è possibile notare che l'area urbana è posta in corrispondenza dei depositi quaternari e della zona interessata da forme di instabilità. L'importante contatto tra i depositi silicoclastici della Laga in alto e le calceriniti marnose delle Marne con Cerrogna in basso è piuttosto evidente anche in panoramica, come ben visibili in Fig.110.
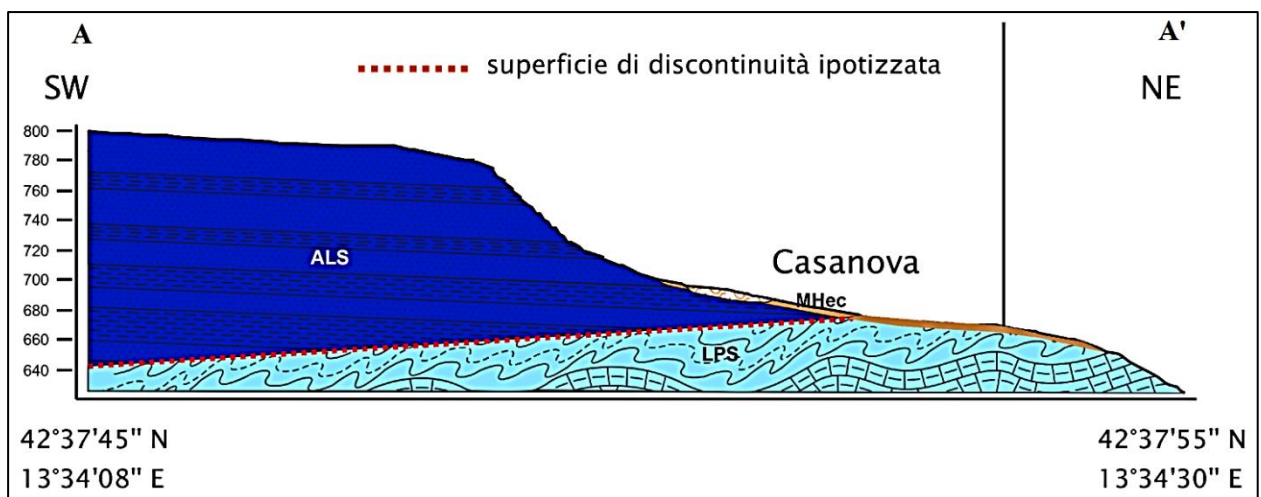
Figura 109: *Sezione Geologico – Tecnica della traccia A – A' attraverso l'abitato di Casanova*

Figura 110: *Panoramica dell'abitato di Casanova (in basso a destra) in cui è evidente il contatto tra i depositi siliclastici della Laga in alto e le calcereniti marnose delle Marne con Cerrogna in basso.*

3.8.2 Carta delle MOPS

La Carta delle Microzone Omogenee in Prospettiva Sismica (Carta delle MOPS) ha come finalità quella di individuare le microzone nelle quali, sulla base delle osservazioni geologiche e geomorfologiche e attraverso la valutazione dei dati litostratigrafici disponibili, si può prevedere l'occorrenza di diversi effetti prodotti dall'azione sismica (ad esempio amplificazioni, instabilità di versante e liquefazione).

Le Carte delle MOPS individuano tre categorie di zone:

- *zone stabili,* nelle quali non si ipotizzano effetti locali di alcuna natura (substrato geologico in affioramento con morfologia pianeggiante o poco inclinata – pendii con inclinazione < 15°);
- *zone stabili suscettibili di amplificazioni locali*, nelle quali sono attese amplificazioni del moto sismico, come effetto dell'assetto litostratigrafico e morfologico locale;
- *zone di attenzione per instabilità*, nelle quali gli effetti sismici attesi e predominanti sono riconducibili a deformazioni permanenti del territorio (movimenti gravitativi di versante, fenomeni di liquefazione dei terreni, faglie attive e capaci, cedimenti differenziali).

3.8.2.1 Zone stabili suscettibili di amplificazioni locali

La maggior parte del territorio analizzato, rientra nelle zone classificate stabili, ma suscettibili di amplificazione locali (Fig.111), dovute a diversi fattori quali la topografia, la presenza di coltri di copertura e le velocità sismiche del substrato.
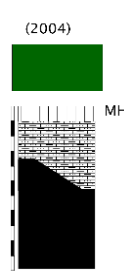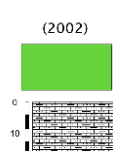
Figura 111: *Carta delle MOPS e relativa legenda della frazione di Casanova per la MS I livello.*

Nel prosieguo, si descriveranno brevemente le colonnine stratigrafiche rappresentative delle MOPS.

Con il codice 2001, sono state indicate le aree in cui affiora il substrato lapideo rigido costituito dalla formazione delle Marne con Cerrogna. Si tratta di calcareniti marnose organizzate in strati di spessore variabile e fortemente tettonizzati. Questa zona ha un'estensione molto modesta, affiorante ad est di Casanova.

Con il codice 2002, sono state individuate le aree in cui affiora il substrato lapideo rigido costituito dalla formazione della Laga a cui è stata accorpata la formazione delle Marne ad Orbulina per via della continuità stratigrafica, del modesto spessore e delle simili caratteristiche litotecniche. Si tratta in generale di alternanze di livelli litoidi di genesi marnoso arenacea.

Con il codice 2004, sono state delimitate le aree con alternanza di substrato flyschoide-marnoso e calcarenitico, in presenza di coperture. Nella frazione di Casanova, questa zona presenta un'estensione molto importante.

3.8.3 Carta delle frequenze naturali dei terreni

La misura delle vibrazioni ambientali, note anche come rumore sismico ambientale o microtremori, oppure della sismicità di fondo (*weak motion*) consentono di analizzare la variazione della risposta sismica di un sito al variare delle condizioni litostratigrafiche.
L'analisi dei microtremori attraverso la tecnica *Horizontal to Vertical Spectral Ratios* (HVSR), proposto da Nakamura (1989), consente di individuare fenomeni di risonanza sismica e di quantificare le frequenze alle quali il moto del terreno può essere amplificato (ad esempio la frequenza fondamentale di risonanza del terreno, F_0), mediante il rapporto spettrale tra la componente orizzontale e quella verticale di una registrazione ambientale. La frequenza fondamentale F_0 è legata alla velocità delle onde di taglio Vs e allo spessore dello strato soffice H, tramite la seguente formula:

$$F_0 = \frac{V_S}{4H} \tag{44}$$

Tale analisi, inoltre, consentono di valutare qualitativamente l'entità dell'amplificazione (ad esempio A_0, cioè l'ampiezza del picco HVSR alla frequenza F_0), anche se l'ampiezza del picco HVSR è una grandezza da interpretare con cautela, e di fornire stime di massima circa la profondità del contrasto di impedenza. I risultati dalle analisi HVSR da microtremori possono aiutare inoltre a definire e delimitare le MOPS: curve HVSR piatte per zone stabili, picchi nella curva HVSR per aree stabili suscettibili di amplificazione stratigrafica, diversi valori di F_0 per diverse zone

suscettibili di amplificazione. Possono dare informazioni su locali criticità utili in fase di pianificazione territoriale: frequenze fondamentali del terreno prossime a quelle proprie di una determinata tipologia di edifici. In funzione dei valori F_0 ed A_0, i risultati delle misure considerate rappresentative delle singole MOPS sono stati rappresentati nella Carta delle frequenze naturali dei terreni (Fig.112), avente come base la carta delle MOPS, alle quali sono stati sovrapposti i punti di misura HVSR.

In generale le misure effettuate, hanno confermato il modello geologico descritto in precedenza, evidenziando un substrato sismico pressoché affiorante in gran parte del territorio. Le tracce delle misure sono state acquisite tramite un Tromino "MICROMED" (10x7x14 cm per 1 Kg di peso), dotato di tre sensori elettrodinamici (velocimetri) orientati N-S, E-W e verticalmente, alimentato da 2 batterie AA da 1,5 V e senza cavi esterni. I dati di rumore, amplificati e digitalizzati a 24 bit equivalenti, sono stati acquisiti alle frequenze di campionamento di 128 Hz.
Le misure effettuate nel centro abitato di Casanova, P34 e P40 (Fig.113), evidenziano picchi di amplificazione molto significativi. La misura P34 (F_0 = 5.8 Hz) è stata effettuata in un punto lungo la traccia della sezione A – A' dove affiorano i terreni di copertura, l'HVSR P40 (F_0 = 7.2 Hz) è stata effettuata in corrispondenza del corpo franoso. I contrasti d'impedenza sono sicuramente dovuti al passaggio tra le coltri di copertura (che qui presentano spessori importanti) e le sottostanti unità marnoso-calcaree della formazione delle Marne a Orbulina e delle Marne con Cerrogna.

MICROZONAZIONE SISMICA

Carta delle Frequenze Naturali dei Terreni

SCALA 1:5.000

Regione Abruzzo

Comune di Cortino

Macroarea8: Casanova

LEGENDA

Frequenze naturali dei terreni:

F0 (Hz)	A0
No peak	<2
0.1-1.5	2-3
0.9-1.5	3-4
3-4	4-5
5-6	5-6
6-8	8-10
8-10	
10-20	

0 200 m
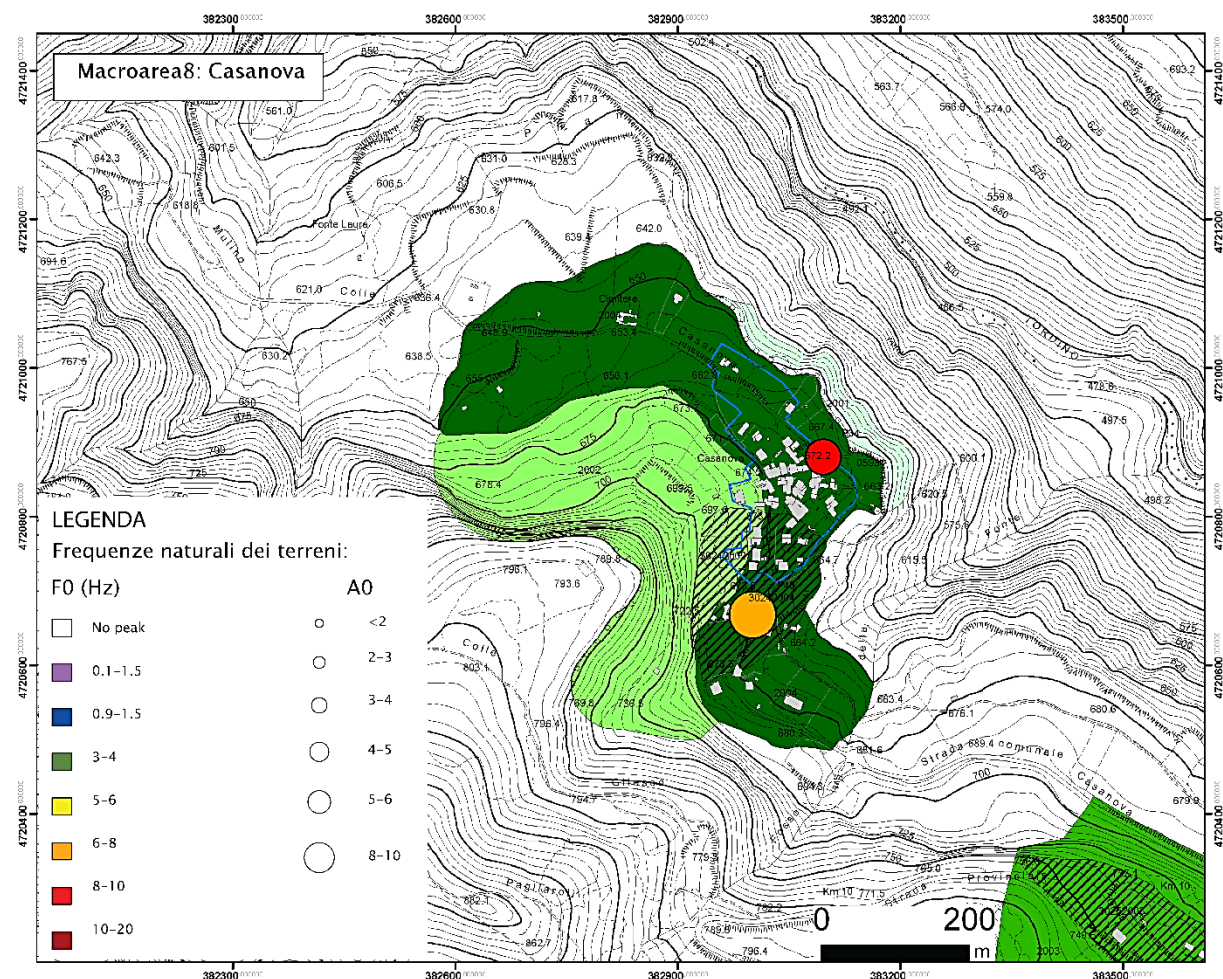
Figura 112: *Carta delle frequenze naturali dei terreni e relativa legenda della frazione di Casanova per la MS I livello.*
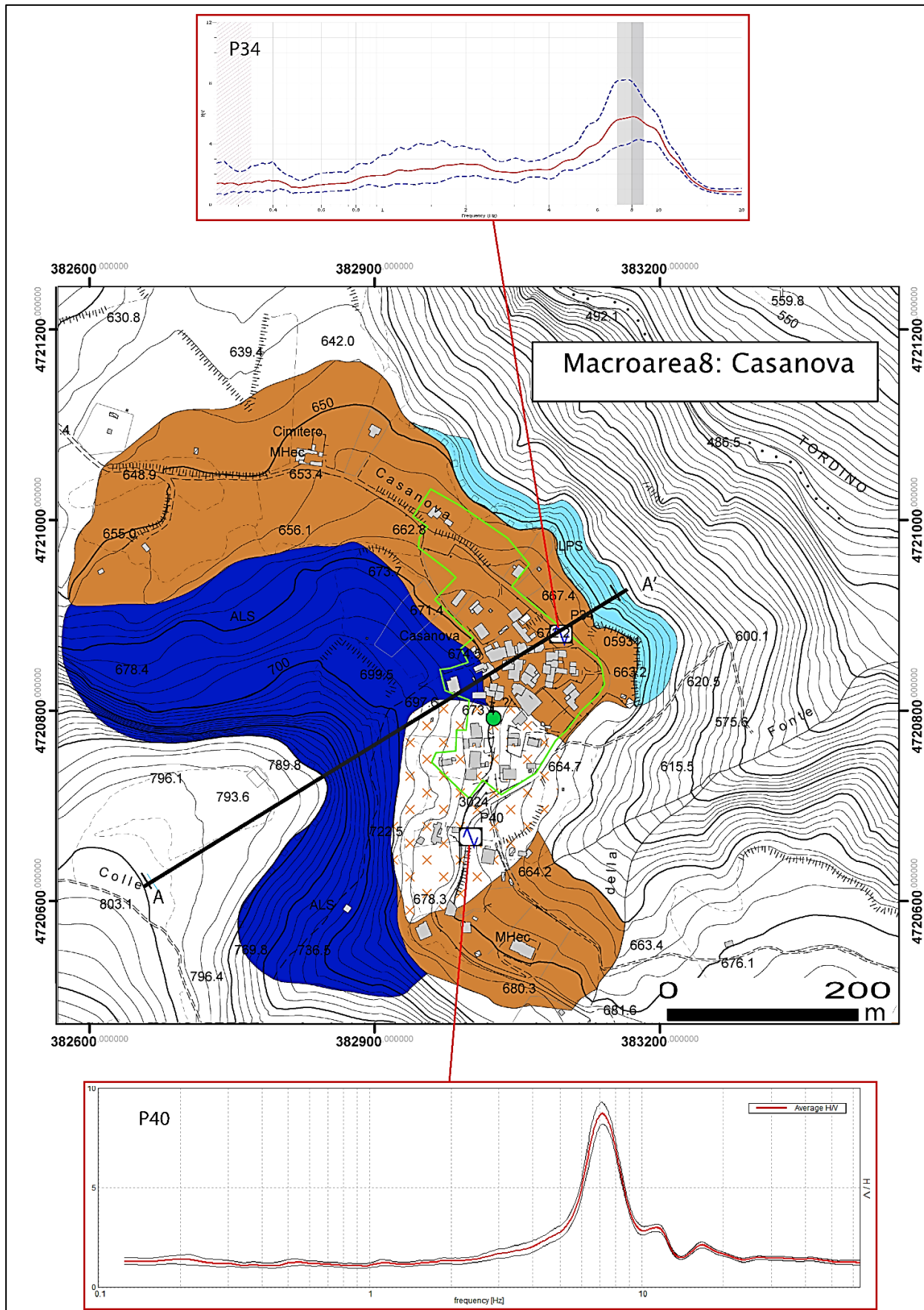
Figura 113: *Misure HVSR P34 e P40 nella frazione di Casanova*

3.8.4 Down Hole: profilo di velocità delle onde di taglio

Sulla base delle indagini pregresse, in data 31 Agosto 2017 è stata avviata una campagna di indagini integrative su incarico del Centro MS, realizzate dal Dipartimento INGEO dell'Università degli studi "G. D'Annunzio" di Chieti – Pescara. Per la frazione di Casanova, il piano di indagine ha previsto la realizzazione *ex novo* di una prova Down Hole (ID foro DH2) con perforazione a distruzione, senza recupero del materiale di perforazione.

L'esecuzione della prova sismica Down Hole richiede la predisposizione di un foro di sondaggio con diametro sufficiente a permettere l'installazione di un tubo in PVC munito dei necessari complementi per eseguire la cementazione dello stesso da fondo foro verso la superficie. Per la posa in opera dei tubi in PVC, sono stati realizzati fori di sondaggio mediante un'apposita sonda perforatrice idraulica. Le operazioni di installazione dei tubi e le manovre di perforazione sono state eseguite in conformità con quanto previsto dalle "Raccomandazioni Sulla Programmazione Ed Esecuzione Delle Indagini Geotecniche" (1977). È stato realizzato un foro del diametro di 120 mm, e profondità di 35 m s.l.m., ma considerando che in fase di cementazione sono state riscontrate delle difficoltà di manovra dovuta all'ordinaria casistica della tipologia di lavoro, la profondità realmente raggiunta è stata di 33 metri. L'ubicazione della prova Down Hole è presente in Fig.113, con un cerchio verde.

La prova Down Hole consiste nel produrre, mediante una sorgente meccanica, delle sollecitazioni verticali e orizzontali, per la generazione di onde di compressione P e di taglio polarizzate orizzontalmente SH. Viene registrato il primo arrivo del treno d'onde da un sistema composto da geofoni triassiali, posizionati a profondità note nel foro di sondaggio appositamente strumentato. Nota la distanza tra sorgente e ricevitori ed il tempo di propagazione, è possibile stimare la distribuzione delle velocità sismiche (P ed SH) in corrispondenza della verticale di misura.
Per l'acquisizione dei dati sismici è stato utilizzato un sismografo PASI 16S24 (mod.2007) con risoluzione di acquisizione 16bit collegato tramite cavo ad una sonda geofonica da foro con un sistema di geofoni triassiali da 10 Hz con sistema di orientazione automatica (mod. Geostuff BHG-3). L'ancoraggio della sonda geofonica alla parete è garantito mediante un sistema pneumatico elettrico. Per ogni punto di misura lungo la verticale sono state eseguite n. 3 energizzazioni con una mazza da 8 Kg. Come sistema di trigger per fornire il tempo zero all'acquisitore, è stato utilizzato un interruttore piezoelettrico posto in corrispondenza dalla testa della mazza.
L'elaborazione dati si articola nelle seguenti fasi: picking dei primi arrivi, misura dei tempi di ricezione dei primi impulsi rilevati, calcolo dei tempi verticali. In questa prova si ipotizza che il percorso delle onde tra sorgente e ricevitori sia rettilineo, per cui l'energizzazione dovrebbe essere

eseguita il più vicino possibile al pozzo. Questa necessità si scontra con l'esigenza di allontanare la sorgente dal boccaforo per far in modo che i primi arrivi registrati nel sismogramma non siano dovuti alla rifrazione sul *casing*, ovvero al percorso fatto lungo la cementazione del foro alla velocità del cemento. Per tali ragioni, la distanza sorgente-boccaforo va valutata caso per caso, in genere non è maggiore di tre metri, considerando anche il fatto che all'aumentare di questa aumenta la possibilità di avere primi arrivi rifratti e non diretti e di misurare, quindi una velocità orizzontale. I dati possono essere attendibili quando la profondità del geofono è maggiore della distanza boccaforo-punto energizzante. Poiché le onde sismiche prodotte dalla sorgente non si propagano esattamente in direzione verticale rispetto ai ricevitori, data la posizione della sorgente, è necessario correggere i tempi di arrivo stimati per tenere conto dell'inclinazione del percorso effettivo. Dividendo la profondità a cui viene collocato il ricevitore per il tempo corretto si ricavano i valori di velocità per ciascuno dei ricevitori, in corrispondenza di ciascuna delle profondità considerate.

È possibile valutare le variazioni delle velocità delle onde di taglio nella sezione di velocità (Fig.114):

- 230 m/s nei primi 3.5 m di profondità
- 490 m/s da 3.5 a 7.5 m di profondità
- 1150 m/s da 7.5 a 15.5 m di profondità
- 1090 m/s da 15.5 a 22.5 m di profondità
- 1250 m/s negli ultimi metri investigati, da 22.5 a 33 m

L'inversione di velocità andando in profondità (da 1150 m/s a 1090 m/s) si ha a causa del contatto in *onlap* tra i depositi torbiditici e pre – torbiditici.

Il valore della velocità delle onde di taglio più basso (230 m/s) è stato attribuito ai depositi limosi, mentre una V_S pari a 490 m/s per il substrato alterato. Alle Marne con Cerrogna e alle Marne ad Orbulina sono stati attribuite V_S pari a 1250 e 1090 m/s rispettivamente, mentre al membro pre – evaporitico della Laga un valore di V_S di 1150 m/s.

SPECIFICHE TECNICHE DI ACQUISIZIONE	
Profilo	DH_05
Tipo geofoni	triassiali
Frequenza geofoni	10.0 Hz
N° geofoni	3
N° scoppi	1 verticale e 2 orizzontali
Profondità foro	33.0 m
Passo di lettura	1.0 m
Durata acquisizione	0.512 s
Tempo di campionamento	125 ms

TEMPI DI ARRIVO

	ONDE P		ONDE SH	
m dal p.c.	tempi obliqui (ms)	tempi verticali (ms)	tempi obliqui (ms)	tempi verticali (ms)
0	0.00	0.00	0.00	0.00
1	5.50	2.46	11.30	5.05
2	5.90	4.17	13.60	9.62
3	6.20	5.16	15.30	12.73
4	6.80	6.08	17.20	15.38
5	7.40	6.87	18.80	17.46
6	7.90	7.49	20.30	19.28
7	8.40	8.08	21.60	20.77
8	8.80	8.54	22.50	21.88
9	9.10	8.88	23.40	22.84
10	9.50	9.32	24.20	23.73
11	9.90	9.74	24.90	24.50
12	10.20	10.06	25.70	25.35
13	10.70	10.58	26.50	26.19
14	11.10	10.99	27.30	27.03
15	11.40	11.30	28.00	27.75
16	11.90	11.81	28.90	28.68

	ONDE P		ONDE SH	
m dal p.c.	tempi obliqui (ms)	tempi verticali (ms)	tempi obliqui (ms)	tempi verticali (ms)
17	12.30	12.22	29.90	29.70
18	12.80	12.72	30.80	30.61
19	13.20	13.13	31.50	31.33
20	13.70	13.63	32.50	32.34
21	14.20	14.14	33.40	33.25
22	14.70	14.64	34.40	34.28
23	15.10	15.04	35.00	34.87
24	15.60	15.55	36.00	35.88
25	16.10	16.05	36.50	36.38
26	16.60	16.55	37.50	37.39
27	17.10	17.05	38.30	38.20
28	17.60	17.56	39.10	39.00
29	18.00	17.96	40.10	40.00
30	18.40	18.38	40.80	40.71
31	18.80	18.76	41.50	41.41
32	19.10	19.06	42.20	42.12
33	19.50	19.46	42.80	42.72

Figura 114: *Certificato di prova indagine sismica Down Hole nella frazione di Casanova*

3.9 Analisi numeriche bidimensionale 2D di risposta sismica locale

3.9.1 Principi di funzionamento del software LSR_2D

Le analisi numeriche di risposta sismica locale hanno come scopo principale quello di simulare il comportamento del terreno durante l'azione sismica, in modo tale da valutarne la risposta e le eventuali amplificazioni.

Per eseguire le analisi è necessario ricostruire un modello geometrico di sottosuolo il quale, combinato con le caratteristiche fisico – meccaniche dei terreni e delle rocce investigate, diviene a tutti gli effetti un modello geologico tecnico di sottosuolo. Per modello si intende una riproduzione concettuale di un sistema naturale con lo scopo di riprodurre un fenomeno reale, come ad esempio la propagazione delle onde di volume SH in un mezzo continuo, il quale risponde alle sollecitazioni indotte in base alla sua deformabilità e resistenza. Valutando come reagiscono i depositi in prossimità della superficie viene definita la risposta sismica locale di sito. Il sito deve essere necessariamente caratterizzato, mediante rilievi geologici e geomorfologici, indagini geofisiche, prove geotecniche e dati pregressi bibliografici. Questa fase iniziale permette la ricostruzione di un modello concettuale che deve essere tradotto in un modello numerico attraverso la parametrizzazione meccanica di ogni strato considerato (Fig.115). È necessario conoscere: i pesi delle unità di volume dei terreni e della roccia (γ), il coefficiente di Poisson (ν), il profilo di velocità delle onde di taglio e le curve di decadimento del modulo di taglio e dello smorzamento.
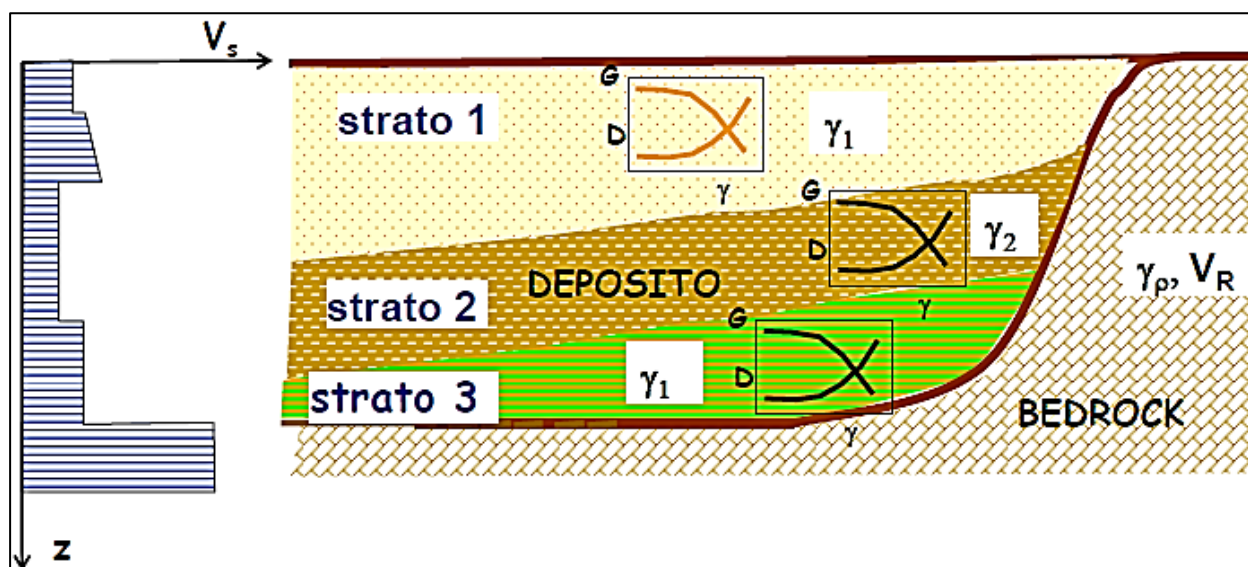
Figura 115: *Parametrizzazione meccanica dei terreni e della roccia (Lanzo, 2012)*

Il codice di calcolo utilizzato in questo lavoro di tesi è LSR_2D (*Local Seismic Response*, versione 4.0.0): consente di effettuare una modellazione bidimensionale mediante il metodo degli elementi finiti (FEM), nel dominio del tempo. La risposta dinamica può essere valutata mediante due legami

costitutivi: elastico (per la roccia) e lineare – equivalente (per i depositi). Lo schema di analisi adottato in questo lavoro di tesi è quello lineare - equivalente nel dominio del tempo.

I metodi agli elementi finiti discretizzano il continuo in un certo numero di elementi di adeguate dimensioni, connessi tra loro mediante nodi. In particolare, il deposito di terreno viene discretizzato mediante una *mesh* di elementi finiti piani, che possono avere forma quadrangolare o triangolare, consentendo un'efficace modellazione della variazione geometrica del contatto deposito-basamento, così come delle irregolarità della superficie topografica e dei contatti stratigrafici.

La scelta della griglia di calcolo rappresenta un punto chiave dell'analisi di RSL in quanto da essa dipende l'accuratezza della soluzione ottenuta. Tanto più è fitta la *mesh* maggiore sarà l'accuratezza, tuttavia una *mesh* troppo fitta fa aumentare considerevolmente gli oneri computazionali; per contro una mesh grossolana si traduce in un filtraggio delle componenti ad alta frequenza poiché le lunghezze d'onda corte non possono essere modellate in modo adeguato da nodi lontani tra loro. Per tali ragioni si raccomanda di scegliere la dimensione di ogni elemento h in modo che sia inferiore ad a 1/8÷1/5 della più piccola lunghezza d'onda considerata nell'analisi:

$$h \leq \left(\frac{1}{8} \div \frac{1}{5} \right) \frac{V_S}{f_{max}} \qquad (45)$$

dove V_S è la velocità di propagazione delle onde del materiale costituente l'elemento e f_{max} è la massima frequenza considerata nell'analisi, generalmente pari a 20-25 Hz.

Le equazioni del moto esprimono l'equilibrio del sistema dinamico caratterizzato dalle masse soggette a traslazione orizzontale a seguito dell'azione sismica. La soluzione dell'equazione del moto viene poi ottenuta nel dominio del tempo utilizzando il metodo di integrazione di Newmark:

$$M\ddot{u} + C\dot{u} + Ku = M_{a(g)} \qquad (46)$$

dove *M*, *C* e *K* sono le matrici della massa, dello smorzamento e delle rigidezze; $\ddot{u}$ $\dot{u}$ ed u sono i vettori accelerazione, velocità e spostamento ed *a(g)* è il vettore di accelerazione alla base.

Durante la propagazione delle onde sismiche, un'aliquota di energia si allontana dal dominio che è stato discretizzato verso il semispazio circostante, provocando una perdita di energia, denominata smorzamento per radiazione. Pertanto, i confini del dominio devono tenere in conto la presenza di questa aliquota attraverso delle soluzioni particolari, sia a livello del *bedrock* (con l'inserimento di smorzatori viscosi) sia sui confini laterali.

Le frontiere laterali devono essere in grado di modellare la perdita di energia dovuta all'allontanamento delle onde sismiche dalla regione discretizzata. In caso contrario si generano onde riflesse che vengono artificialmente introdotte nella regione di interesse. La soluzione migliore consiste nell'adottare frontiere laterali assorbenti (Fig.116).
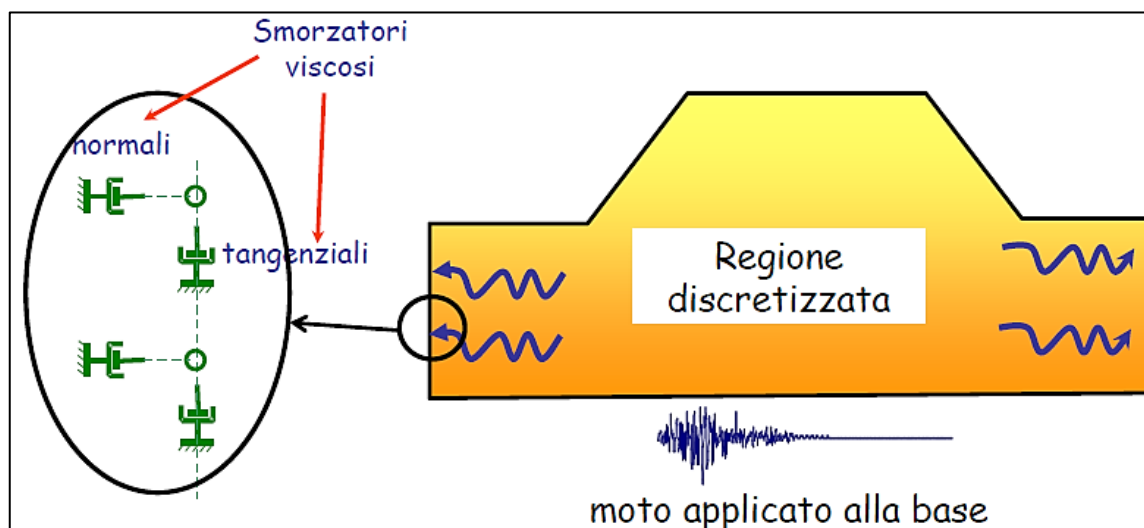
Figura 116: *Frontiere laterali assorbenti con smorzatori viscosi (Protocolli MSZ III, 2017)*

3.9.2 Modello geologico della sezione di Casanova

Il modello geologico individuato si presenta omogeneo dal punto di vista dell'assetto stratigrafico e delle caratteristiche litotecniche del substrato, affiorante in gran parte del territorio comunale di Cortino e nella frazione di interesse. Da Ovest verso Est si possono distinguere due diversi settori con alcune caratteristiche differenti, ascrivibili all'interno del medesimo contesto sedimentologico e stratigrafico, riconducibile allo schema riportato in Fig.117.
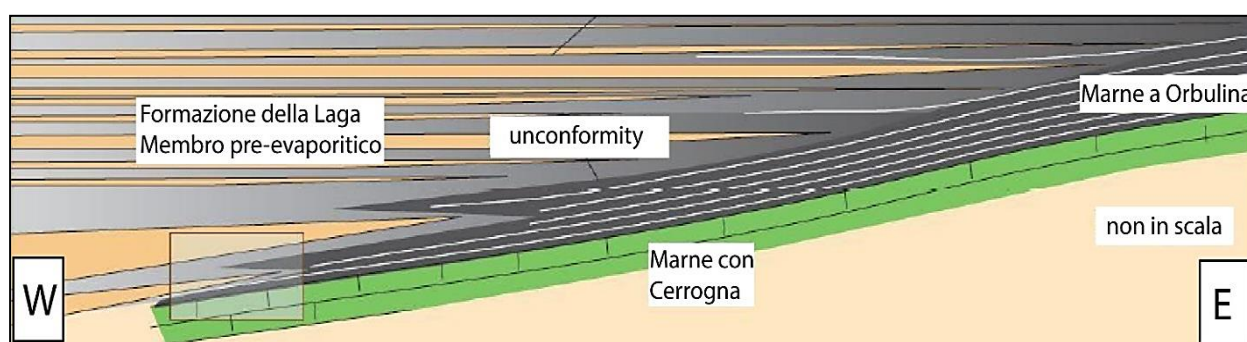
Figura 117: *Schema litostratigrafico semplificativo dell'unità pre-evaporitica della Laga (modificato da Artoni, 2003)*

Come già descritto nel Paragrafo 3.2.2.3.1, il membro pre-evaporitico della Laga è costituito da depositi silicoclastici che risultano essere in discordanza angolare (*onlap*) su una rampa di depositi carbonatici di transizione. L'assetto stratigrafico è quello tipico di una monoclinale immergente verso NE. Procedendo verso est, si assiste ad un graduale assottigliamento dei depositi silicoclastici che prosegue fino a raggiungere, nel settore più orientale, il contatto in discordanza

angolare con i depositi carbonatici di rampa. Tale assetto si riscontra negli affioramenti in corrispondenza delle incisioni vallive principali. Quest'area risulta essere la più complessa poiché si hanno unità con diverse caratteristiche litotecniche e stratigrafiche discordanti.

Nella frazione Casanova si ha il modello geologico più complesso a causa della variazione delle unità del substrato. Nella scarpata ad ovest del paese affiorano i membri carbonatici delle Marne con Cerrogna a cui si susseguono in continuità stratigrafica le Marne a Orbulina, aventi uno spessore modesto (15-20 m) facilmente riconoscibili dalla morfologia, mentre i depositi della Laga risultano essere in *onlap* sulle unità carbonatiche. Nello studio di primo livello si è ricostruito con sufficiente certezza il modello geologico stratigrafico (Fig.118). Lo spessore delle coltri è stato accertato con ulteriori indagini penetrometriche pregresse.
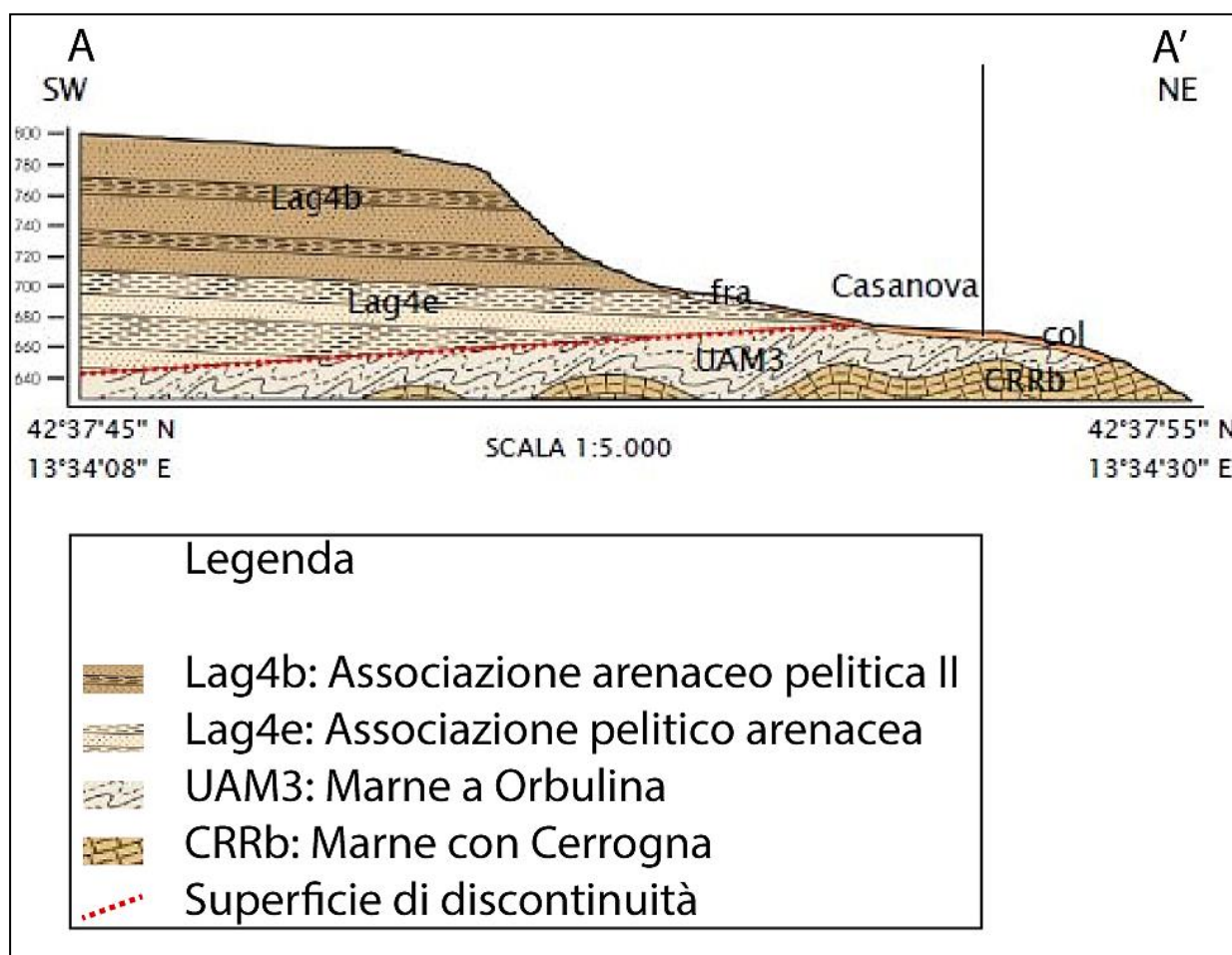
Figura 118: *Modello geologico stratigrafico e relativa legenda.*
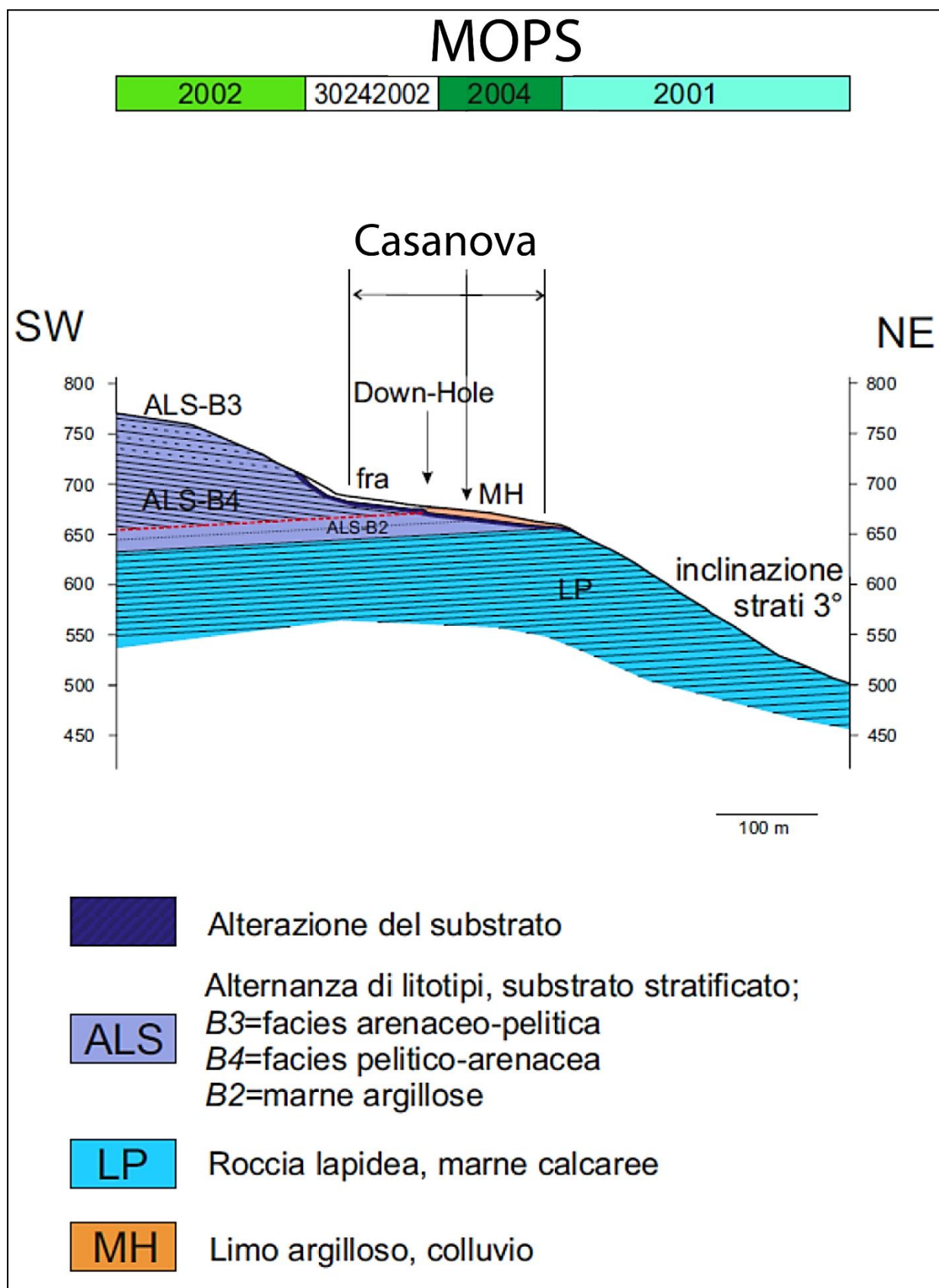
Figura 119: *Sezione geologico tecnica di Casanova con indicazioni della MOPS relativa legenda*

Per avere un quadro generale, nella Fig.119 è riportata la sezione geologico – tecnica passante per l'abitato di Casanova, nella quale viene indicata la MOPS. Come enunciato già nel Paragrafo 3.7.1 nella classe ALS (Alternanza di litotipi Stratificati, in blu) è stata inclusa la formazione flyschoide della Laga pre – evaporitica, alla quale è stata accorpata la formazione delle Marne a Orbulina poiché presentano caratteristiche litotecniche molto simili ed hanno un modesto spessore. Alla formazione della Laga appartengono le classi ALS – B3 e ALS – B4, corrispondenti rispettivamente al membro arenaceo – pelitico II (Lag4b) e a quello pelitico – arenaceo (Lag4e).

La definizione del modello geologico del sottosuolo fa riferimento al lavoro eseguito dal professionista incaricato, nell'ambito del progetto di *"Microzonazione Sismica del Comune di Cortino (TE) ai sensi dell'OPCM n.24 del 15 maggio 2017"*.

3.9.3 Modello numerico della sezione di Casanova

Il modello numerico (Fig.120) è stato ricostruito a partire dalle indagini geofisiche effettuate nell'abitato di Casanova e dal modello geologico tecnico ricostruito e adatto all'analisi di risposta sismica bidimensionale.
La scelta dei colori dei sismostrati fa riferimento alla *"Carta Geologica dei Bacini della Laga e del Cellino e dei rilievi carbonatici circostanti"* di Centamore *et al.* (1992) presentata nel Paragrafo 3.2.2 di tale lavoro di tesi. In sezione, le sigle dei sismostrati con il colore bianco fanno riferimento a materiali aventi una V_S > 800 m/s, con il colore nero quelli con una velocità delle onde S minore. Rispetto al modello geologico tecnico di Fig.123, è stato aggiunto un sismostrato con sigla AS per indicare l'alterazione del substrato (Tab.19) avente V_S pari a 490 m/s ricostruita dalla prova Down Hole.

Nella Tab.19 si riportano:

- il colore rappresentativo del sismostrato;
- la sigla identificativa;
- la descrizione litologica;
- i parametri meccanici: densità per unità di volume, velocità delle onde di taglio e coefficiente di Poisson;
- le curve di decadimento del modulo di taglio e del coefficiente di smorzamento.

I parametri del *bedrock* sismico, applicati al *bottom* della sezione fanno riferimento a quelli inseriti per la formazione delle Marne con Cerrogna (LPS).
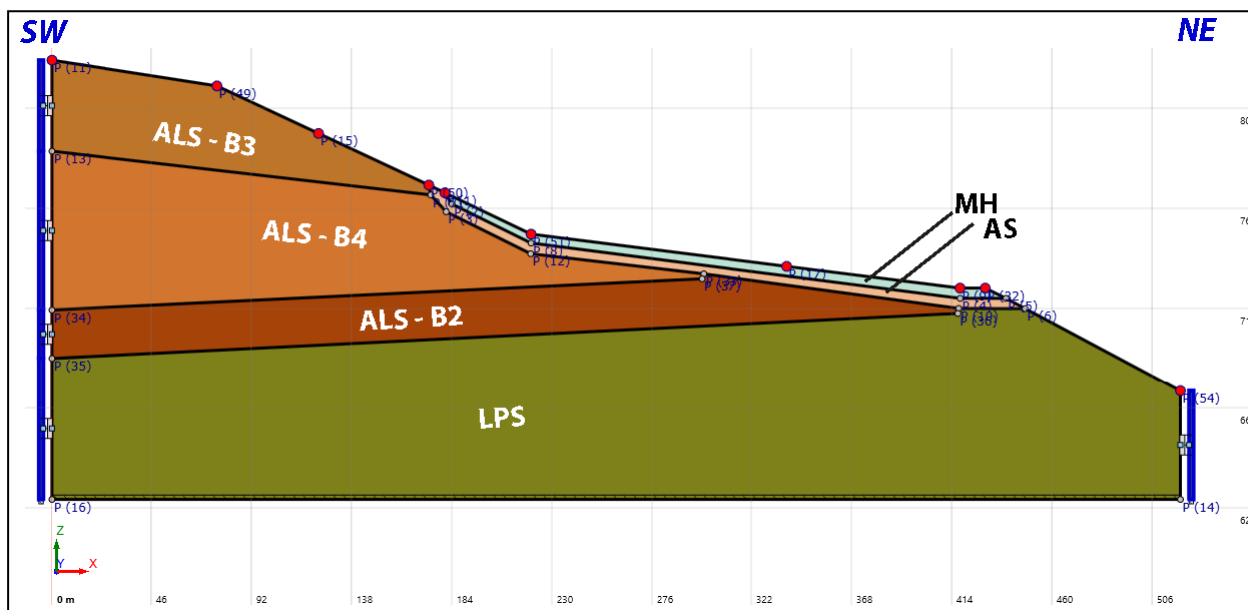
***Figura 120**: Modello numerico di Casanova con indicazioni delle litologie presenti nella sezione*

***Tabella 19:** Parametri meccanici e curve di decadimento delle litologie presenti in sezione, con relativa sigla, descrizione e colore*

Colore	Sigla	Descrizione	γ [KN/m³]	Vs [m/s]	ν	Curva decadimento
	MH	Limo Argilloso	20	230	0.39	Darendeli & Stoke 2001 (PI=30, 2 atm)
	AS	Alterazione del Substrato	23	490	0.42	Modoni & Gazzellone 2010
	ALS-B3	Facies Arenaceo-Pelitica	24	1180	0.38	Lineare D=1%
	ALS-B4	Facies Pelitico-Arenacea	22	900	0.40	Lineare D=0.5%
	ALS-B2	Marne a Orbulina	22	1090	0.32	Lineare D=0.5%
	LPS	Marne con Cerrogna	23	1250	0.30	Lineare D=0.5%

Le curve di decadimento sono determinate per via sperimentale in laboratorio e sono specifiche dei diversi materiali. Le curve dinamiche utilizzate per i depositi (Tab.20) sono quelle proposte da Modoni e Gazzellone (2010) per i depositi alterati e le curva di Darendeli e Stoke 2001 (con indice di plasticità PI = 30 per 2 atm) per i limi argillosi. Nella Fig.121 in blu sono rappresentate le curve di decadimento del modulo di taglio G/G_0, in arancione sono indicate le curve di decadimento dello smorzamento D.

Tabella 20: Curve dinamiche utilizzate per le analisi bidimensionali

Darendeli Stokoe PI=30 2 atm		
Deformazione Angolare γ (%)	***Rapporto G/G0 (%)***	***Smorzamento D (%)***
0,0001	1	0,99
0,000178	1	1
0,000316	0,99	1,02
0,000562	0,99	1,06
0,001	0,98	1,13
0,00178	0,97	1,26
0,00316	0,95	1,47
0,00562	0,92	1,84
0,01	0,88	2,46
0,0178	0,81	3,46
0,0316	0,71	4,97
0,0562	0,59	7,09
0,1	0,46	9,71
0,178	0,33	12,58
0,316	0,23	15,33
0,562	0,15	17,67
1	0,09	19,42
1,78	0,06	20,55
3,16	0,03	21,1

Modoni e Gazzellone 2010		
Deformazione Angolare γ (%)	***Rapporto G/G0 (%)***	***Smorzamento D (%)***
0,0001	1	1
0,00134	0,99	1,22
0,00266	0,98	1,44
0,00401	0,97	1,65
0,0054	0,96	1,87
0,00683	0,95	2,09
0,01063	0,93	2,63
0,0111	0,92	2,7
0,01143	0,92	2,74
0,0148	0,9	3,18
0,03632	0,8	5,35
0,06971	0,7	7,53
0,22052	0,5	11,89
1	0,3	16
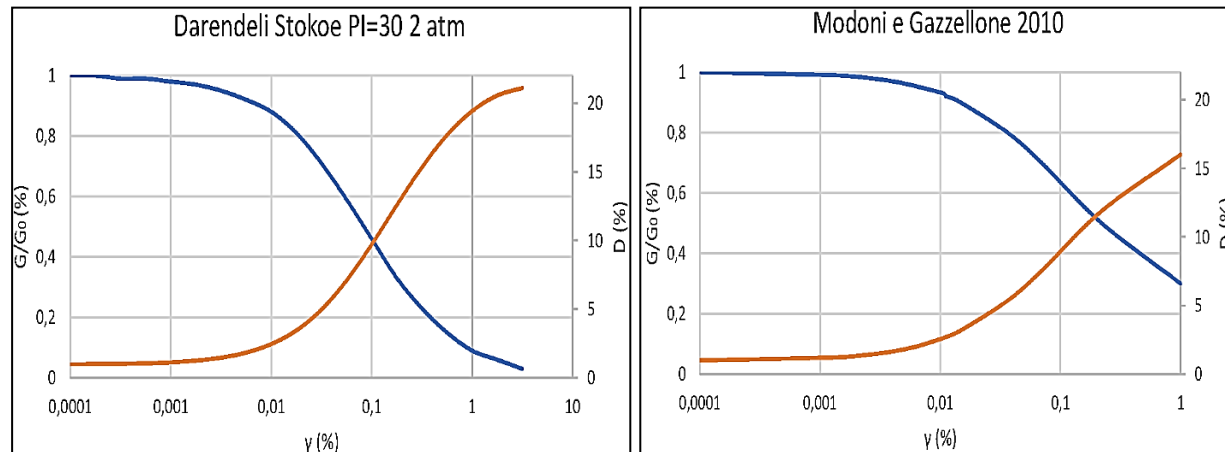
Figura 121: *Curve di degradazione ciclica utilizzate nelle analisi di RSL_2D: in blu è rappresentata la curva di decadimento del modulo di taglio G/G0, in arancione è indicata la curva di decadimento dello smorzamento D(γ).*

3.9.4 Determinazione dell'azione sismica di progetto

I metodi numerici per la valutazione della RSL richiedono l'assegnazione del moto sismico rappresentativo per il sito su roccia, con riferimento ad un dato tempo di ritorno.

In primo luogo, è stato necessario definire la pericolosità sismica in condizioni di suolo rigido al sito di Casanova, ovvero l'input di riferimento che non deve includere le modifiche causate dalle

condizioni geologiche, morfologiche e geotecniche locali, ma deve essere definito al *bedrock* sismico affiorante.

Nell'Allegato B delle *NTC18* la pericolosità sismica di base, su un sito di riferimento rigido orizzontale, viene definita secondo tre parametri di controllo: $a_{(g)}$, F_0 e T_C*. Questi parametri definiscono lo spettro di risposta elastico per uno specifico periodo di ritorno e sono ottenuti a partire dagli spettri a pericolosità uniforme (UHS) dello studio INGV (Carta della Pericolosità sismica Nazionale MPS04).

Attraverso l'uso dell'applicativo *Spettri-NTC* (versione 1.0.3) è possibile costruire gli spettri di risposta orizzontali e verticali di riferimento (o di normativa) al sito di interesse. Per la costruzione degli spettri si eseguono tre fasi.

Nella fase iniziale si individua la pericolosità sismica del sito (Fig.122). Nella griglia con maglie di 5° longitudine e 5° latitudine, i nodi in nero rappresentano le coordinate relative a punti spaziali del territorio nazionale dove l'INGV ha calcolato la pericolosità sismica. La frazione di Casanova (Long: 13.57372 – Lat: 42.63088) non ricade in nessun nodo ed è per questo motivo che la pericolosità del sito è stata calcolata interpolando i valori dei quattro nodi attraverso una media pesata in relazione alla distanza.
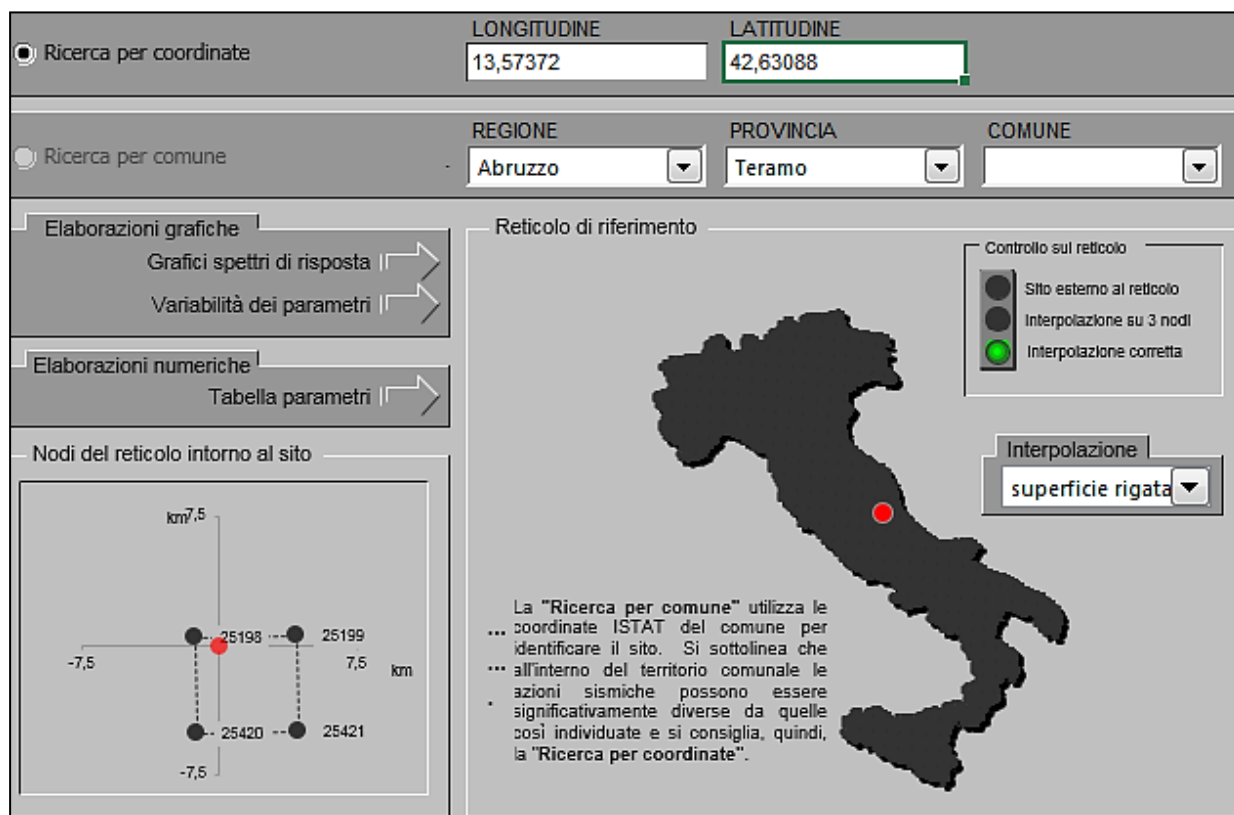
Figura 122: *Fase 1 – Individuazione della pericolosità del sito di Casanova, frazione di Cortino (TE)*

Nella seguente fase, il primo parametro selezionato è la V_N, ovvero la vita nominale della costruzione: indica il numero di anni durante il quale l'opera deve essere usata per lo scopo alla quale essa è destinata. Il secondo valore è il c_u, il coefficiente d'uso della struttura.

Nel caso esaminato, è stata considerata una Vita nominale di 50 anni ed un coefficiente d'uso pari ad 1. Come output, in questa seconda fase, vengono restituiti i grafici degli spettri di risposta per ogni stato limite (Fig.123) ed i valori di progetto dei parametri $a_{(g)}$, F_0, e T_C* in relazione al T_R (Fig.124).
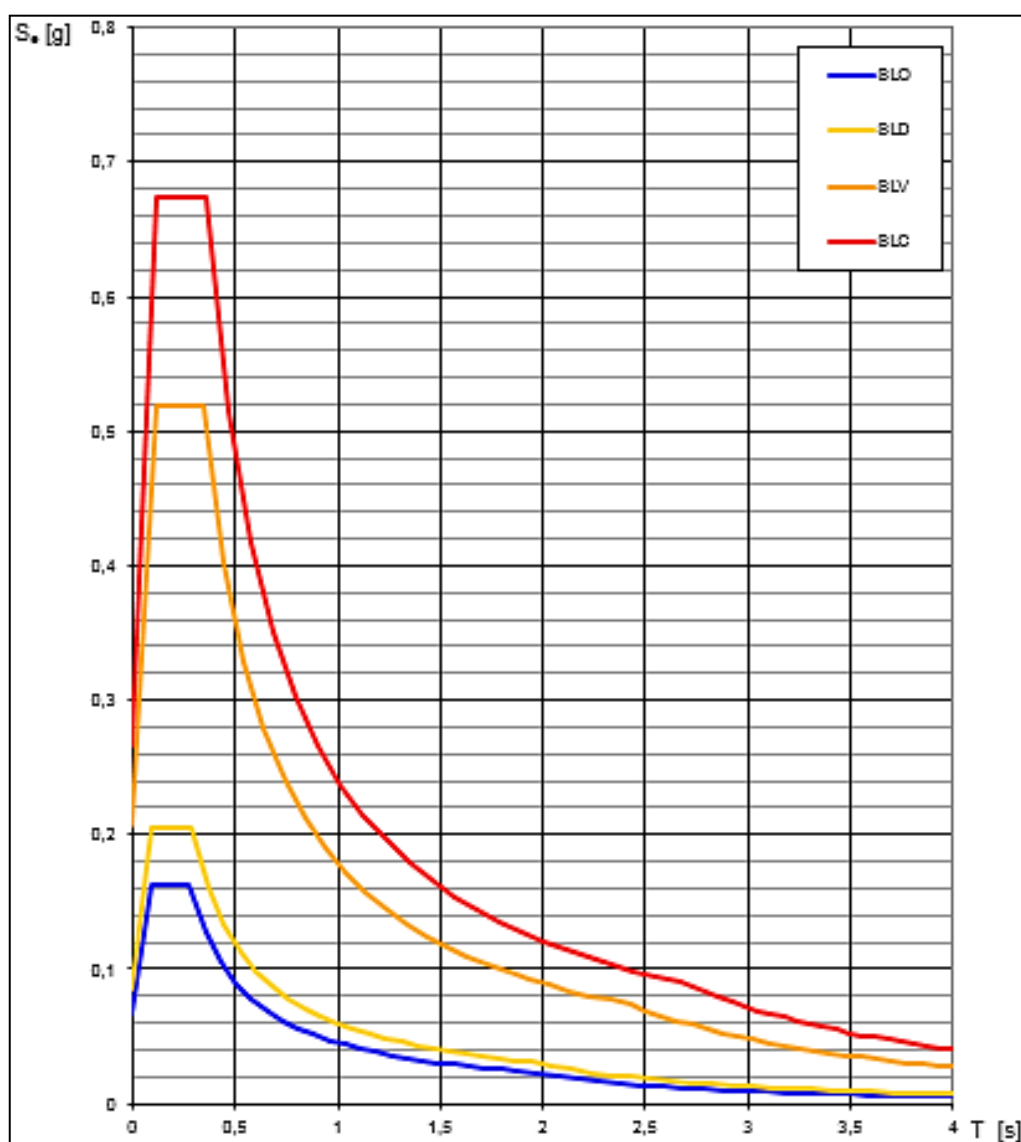
Figura 123: *Spettri di risposta elastica dei diversi stati limite*

SLATO LIMITE	T_R [anni]	a_g [g]	F_o [-]	T_C^* [s]
SLO	30	0,067	2,422	0,278
SLD	50	0,085	2,412	0,292
SLV	475	0,206	2,514	0,344
SLC	975	0,266	2,533	0,358
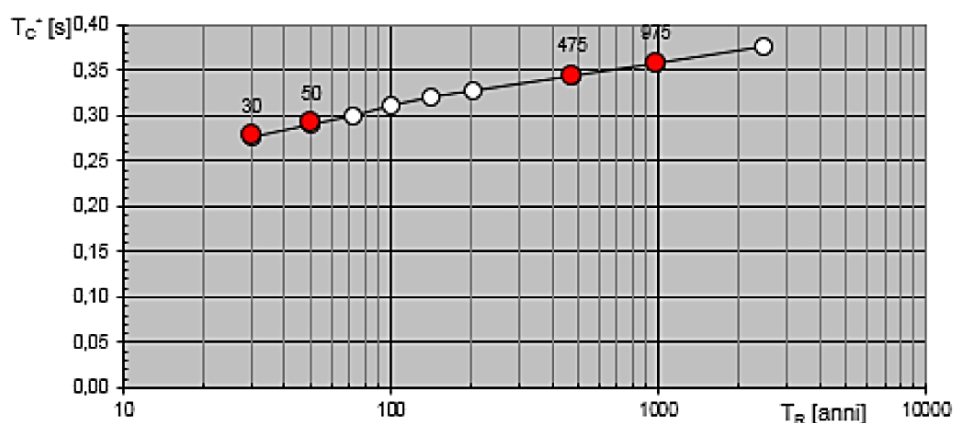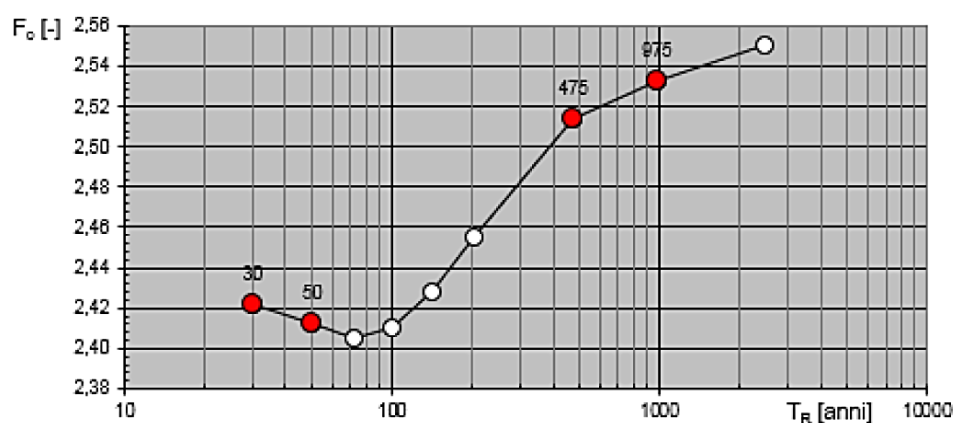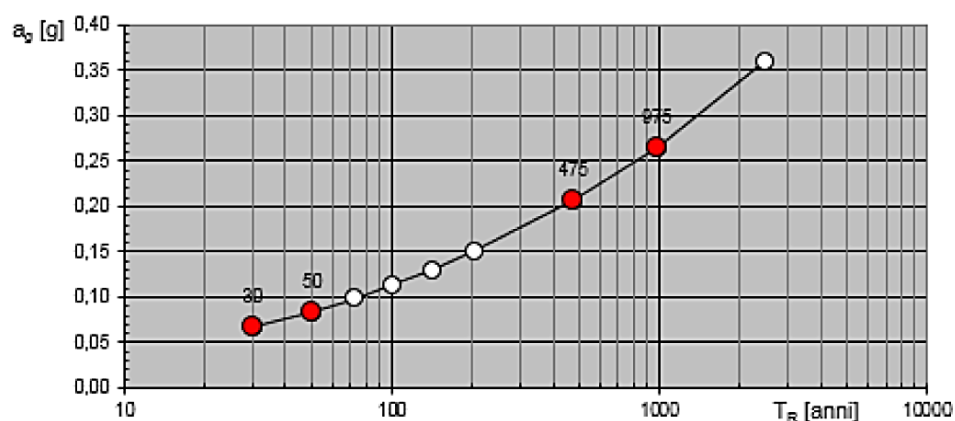
Figura 124: *Grafici e Valori dei parametri $a_{(g)}$, F_0, e T_C* in relazione al T_R ed associati a ciascun stato limite (cerchi rossi)*

La terza fase è dedicata alla determinazione dell'azione di progetto: si otterrà per ogni stato limite lo spettro ed i parametri che ne definiscono la forma e la struttura.

Occorre definire la categoria di suolo e la categoria topografica: per il sito di interesse si è considerata una categoria di suolo A ed una categoria topografica T1.

Gli spettri di risposta nelle due componenti sono posti a confronto con lo spettro di risposta per lo SLV di un terreno di categoria A in Fig.125, mentre nella Tab.21 sono riportati i parametri dipendenti e indipendenti, tra questi vi sono i tre parametri di controllo che definiscono la pericolosità sismica di base al sito di Casanova:

- $a_{(g)}$ pari a 0.206 g;
- F_0 pari a 2.514;
- T_C* pari a 0.344 s.
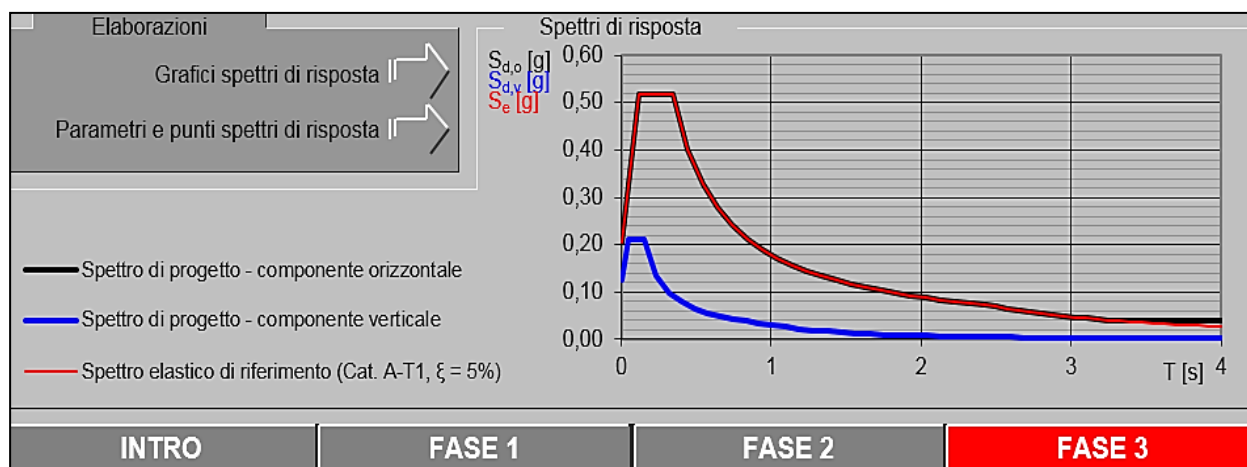
Figura 125: *Fase 3 - Spettri di risposta (componente orizzontale in nero e verticale in blu) per lo SLV. Lo spettro in rosso indica lo Stato Limite per un terreno di categoria A.*

Tabella 21: *Parametri per la costruzione degli spettri di progetto allo SLV orizzontale*

Parametri indipendenti

STATO LIMITE	SLV
a_g	0,206 g
F_o	2,514
T_C^*	0,344 s
S_S	1,000
C_C	1,000
S_T	1,000
q	1,000

Parametri dipendenti

S	1,000
η	1,000
T_B	0,115 s
T_C	0,344 s
T_D	2,425 s

3.9.5 Scelta degli accelerogrammi di input sismici

La scelta del segnale di ingresso riveste un ruolo di notevole importanza in quanto il contenuto in frequenza può risultare molto differente tra un accelerogramma ed un altro e quindi può variare significativamente la risposta. Inoltre, a causa della non linearità del suolo, per un determinato deposito di terreno, i fattori e le funzioni di amplificazione sono fortemente condizionati dalle caratteristiche dell'input sismico. Pertanto, la scelta dell'input sismico più adatto è un punto chiave per gli studi di risposta sismica locale.

A tal riguardo, come descritto nel Paragrafo 2.2.5, un problema significativo riguarda la selezione tra tre diverse tipologie di accelerogrammi: artificiali, sintetici o reali (naturali o osservati).

Nelle *NTC18*, nel Paragrafo 3.2.3.6, è enunciato che:

- l'uso di accelerogrammi artificiali non è ammesso nelle analisi dinamiche di opere e sistemi geotecnici;
- l'uso di storie temporali del moto del terreno generate mediante simulazione del meccanismo di sorgente e della propagazione è ammesso a condizione che siano adeguatamente giustificate le ipotesi relative alle caratteristiche sismogenetiche della sorgente e del mezzo di propagazione;
- l'uso di storie temporali del moto del terreno naturali o registrate è ammesso a condizione che la loro scelta sia rappresentativa della sismicità del sito e sia adeguatamente giustificata in base alle caratteristiche sismogenetiche della sorgente, alle condizioni del sito di registrazione, alla magnitudo, alla distanza dalla sorgente e alla massima accelerazione orizzontale attesa al sito.

Sono state realizzate tre differenti analisi di risposta sismica locale bidimensionale con diverse tipologie di accelerogrammi (Fig.126). In tutte le analisi sono stati considerati i valori $a_{(g)}$, F_0, e T_C* individuati mediante *Spettri-NTC* per l'abitato di Casanova, ma sono stati variati gli accelerogrammi di input.

Nell'analisi n°1 sono stati selezionati 7 accelerogrammi naturali mediante Rexelite; nell'analisi n°2 e n°3 sono stati adoperati gli accelerogrammi sintetici, simulando i tre eventi con magnitudo momento più elevata della sequenza sismica del Centro Italia 2016 – 17 per il sito di Casanova, considerando i parametri del fattore di qualità, *geometrical spreading* ed effetto kappa proposti da Malagnini *et al.* (2011) (nell'analisi n°2) e da Pacor *et al.* (2016) (nell'analisi n°3).

I parametri di input selezionati per effettuare le simulazioni nel sito di Casanova sono riportati in Tab.22.
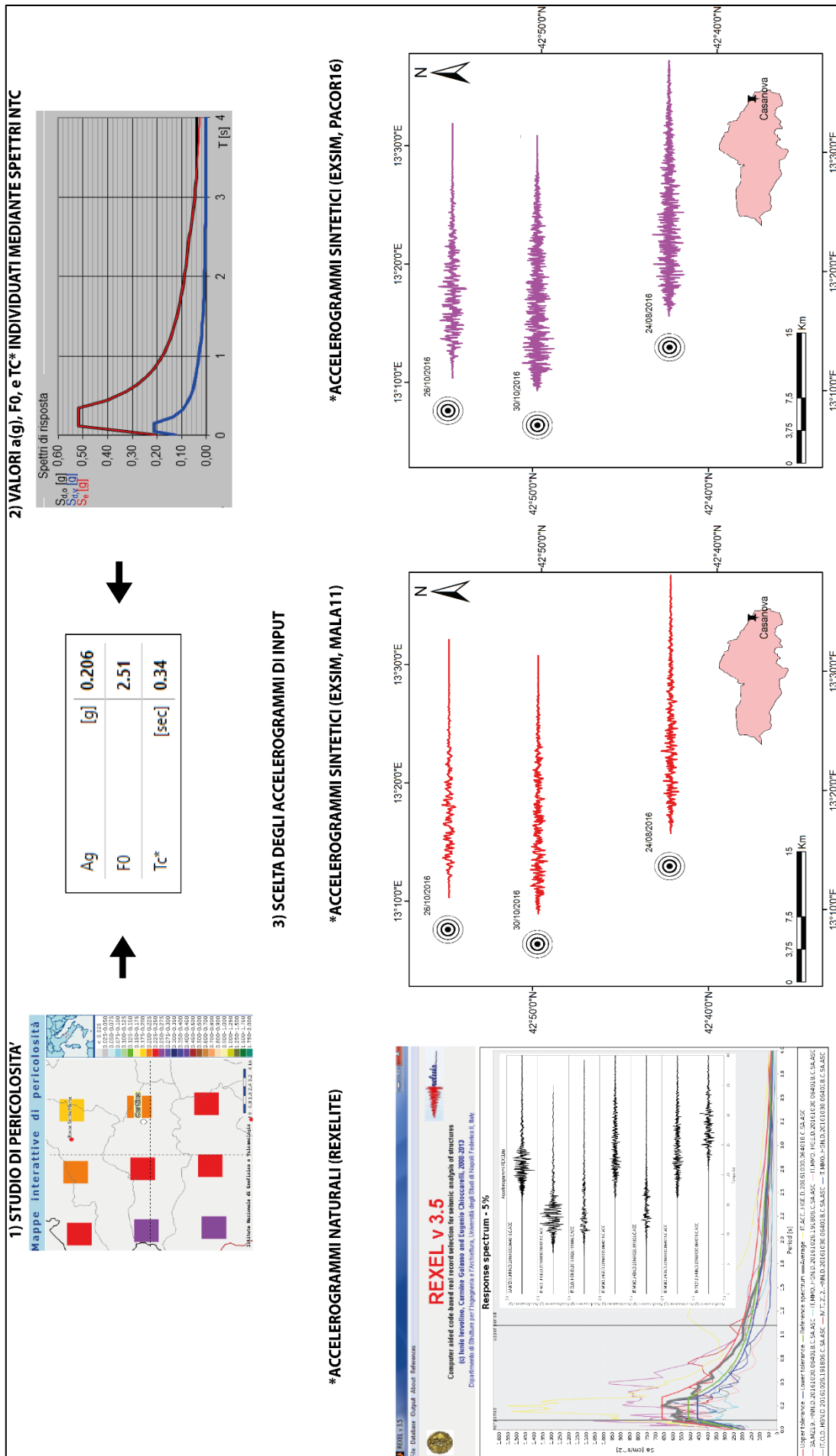
Figura 126: *Step necessari per le analisi di RSL. Sono mostrati i valori dello spettro di normativa e le tre tipologie di analisi effettuate mediante tre diversi gruppi di accelerogrammi*

Tabella 22: *Parametri di input selezionati per le simulazioni effettuate al sito di Casanova*

Parametri di input per le simulazioni del sito di Casanova, frazione di Cortino (TE)					
Contributi	**Parametri**	**Valori**			**Referenze Bibliografiche**
Sorgente	Magnitudo Momento	6.5	5.9	6.0	Luzi et al (2016) - INGV-webservice
	Cinematismo della faglia	Normale	Normale	Normale	INGV-webservice
	Lunghezza e larghezza della faglia	24.0 km - 8.2 km	8.0 km - 5.5 km	26.0 km - 12.0 km	Chiaraluce et al (2017)
	Direzione - Immersione - Profondità	151° - 47° - 9.2 km	159° - 47° - 7.5 km	155° - 49° - 8.1 km	Luzi et al (2016) - INGV-webservice
	Localizzazione ipocentrale	42.83° - 13.11°	42.91° - 13.13°	42.70° - 13.23°	Luzi et al (2016) - INGV-webservice
	Vertice superiore della faglia	42.9493° - 13.1517°	43.0122° - 13.131°	42.8773° - 13.2101°	Chiaraluce et al (2017)
	Stress drop	110 bars	81 bars	115 bars	Bindi et al (2018)
	Vs	3.5 km/s	3.5 km/s	3.5 km/s	Motazedian e Atkinson (2005)
	Densità	2.8 g/cm^3	2.8 g/cm^3	2.8 g/cm^3	Motazedian e Atkinson (2005)
	Vrup/Vs	0.8	0.8	0.8	Atkinson e Boore (2006)
	Box window	Saragoni-Hart	Saragoni-Hart	Saragoni-Hart	Saragoni e Hart (1974)
	Percentuale di area pulsante	50%	50%	50%	Motazedian e Atkinson (2005)
Propagazione	Attenuazione geometrica	$G(r) = \begin{cases} \left(\frac{r_0}{r}\right)^{n_1} & \text{for } r \le 10 \text{ km} \\ \left(\frac{r_0}{10}\right)^{n_1}\left(\frac{10}{r}\right)^{n_2} & \text{for } 10 < r \ge 70 \text{ km} \\ \left(\frac{r_0}{10}\right)^{n_1}\left(\frac{10}{70}\right)^{n_2}\left(\frac{70}{r}\right)^{n_3} & \text{for } r > 70 \text{ km} \end{cases}$ [n1; n2; n3] = [1:08; 1:64; 0:64]			Pacor et al (2016)
		$G(r) = \begin{cases} r^{1.1} & \text{for } r \le r_1 = 10 \text{ km} \\ \left(\frac{1}{r_1}\right)^{1.1}\left(\frac{r}{r_1}\right)^{-1.0} & \text{for } r_1 < r < r_2 = 30 \text{ km} \\ \left(\frac{1}{r}\right)^{1.1}\left(\frac{r_2}{r_1}\right)^{-1.0}\left(\frac{r}{r_2}\right)^{-0.7} & \text{for } r > r_2 \end{cases}$			Malagnini et al (2011)
	Fattore di qualità	$Q(f) = 260\ f^{0.16}$			Pacor et al (2016)
		$Q(f) = 140\ f^{0.25}$			Malagnini et al (2011)
	Durata	Durata del segnale per regioni crostali attive			Boore and Thompson (2014)
	Amplificazione crostale	Amplificazione costale per regioni crostali attive			Boore e Joyner (1997)
Sito	Kappa	0.012			Pacor et al (2016)
		0.035			Malagnini et al (2011)
	Amplificazione di sito	Amplificazione di sito usata per le simulazioni su suolo B/C (NEHRP)			Atkinson e Boore (2005)

3.9.5.1 Accelerogrammi naturali (Rexelite)

Le prime analisi numeriche bidimensionali sono state effettuate assumendo come moto di input un insieme di 7 accelerogrammi reali.
La selezione dei 7 accelerogrammi ha come obiettivo la riproduzione della pericolosità sismica al sito di indagine, che, nel caso del territorio italiano, è codificata dalle Norme Tecniche per le Costruzioni che, a loro volta, sono basate sulla mappa di pericolosità sismica a scala nazionale (OPCM 3519 del 28/04/2006; Montaldo *et al*., 2007).

Per la selezione degli accelerogrammi naturali da utilizzare come input è stato utilizzato il codice REXELite (Iervolino *et al.*, 2011), sviluppato nell'ambito del progetto S4 della convenzione 2007-2009 tra INGV e DPC, disponibile sul sito della banca dati accelerometrica Europea e Italiana. Lo spettro elastico di accelerazione di riferimento al sito in REXELite viene costruito a partire dalle indicazioni delle Norme Tecniche per le Costruzioni, specificando le coordinate geografiche del sito, la categoria di sottosuolo (A, B, C, D o E), la categoria topografica (T1, T2, T3, T4), la Vita Nominale dell'opera strutturale, la Classe d'Uso e lo Stato Limite di interesse.

Gli accelerogrammi naturali sono stati selezionati dalla banca dati, specificando: un intervallo di magnitudo e distanza sorgente-sito; il tipo di meccanismo focale dell'evento; la categoria di sottosuolo della postazione di registrazione (Appendice B).

È necessario conoscere per il sito in esame i dati di disaggregazione (variabilità in termini di magnitudo e distanza), desumibili dalla pagina del sito dell'Istituto di Geofisica e Vulcanologia di Milano (http://esse1-gis.mi.ingv.it) dedicata ai dati di pericolosità sismica nazionale. Per il sito di Casanova, tali dati sono stati già individuati nel Paragrafo 3.3.

L'insieme dei 7 accelerogrammi viene selezionato in modo che la loro media, in un intervallo di periodi di interesse, sia compresa tra una tolleranza minima e massima rispetto allo spettro di riferimento. La normativa definisce una tolleranza minima del 10%, mentre non è definita una tolleranza massima, che, nel caso del codice utilizzato, è fissata al 30%.

Gli spettri di risposta (Fig.127) e gli accelerogrammi naturali (Fig.128) selezionati da REXELite sono:

- 3A.MZ19..HNN.D.20161030.064018.C.ACC,
- IT.ACC..HGE.D.20161030.064018.C.ACC,
- IT.CLO..HGN.D.20161026.191806.C.ACC,
- IT.MMO..HGE.D.20161030.064018.C.ACC,
- IT.MMO..HGN.D.20161026.191806.C.ACC,

- IT.MMO..HGN.D.20161030.064018.C.ACC,
- IV.T1212..HNN.D.20161030.064018.C.ACC
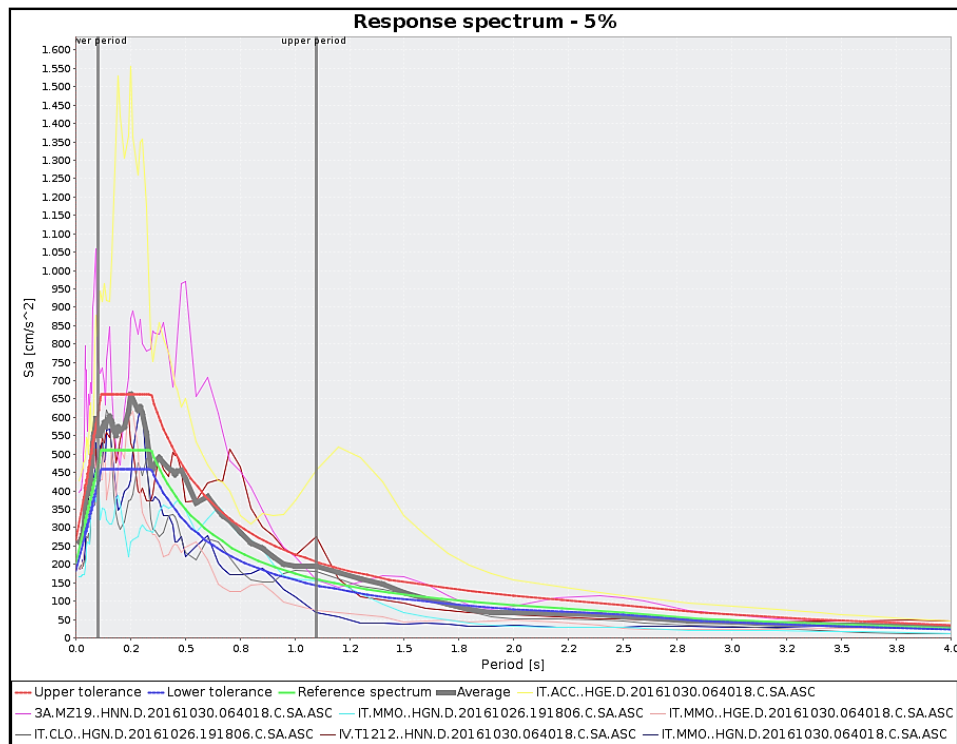
***Figura 127**: Spettri di risposta naturali selezionati da REXELite*
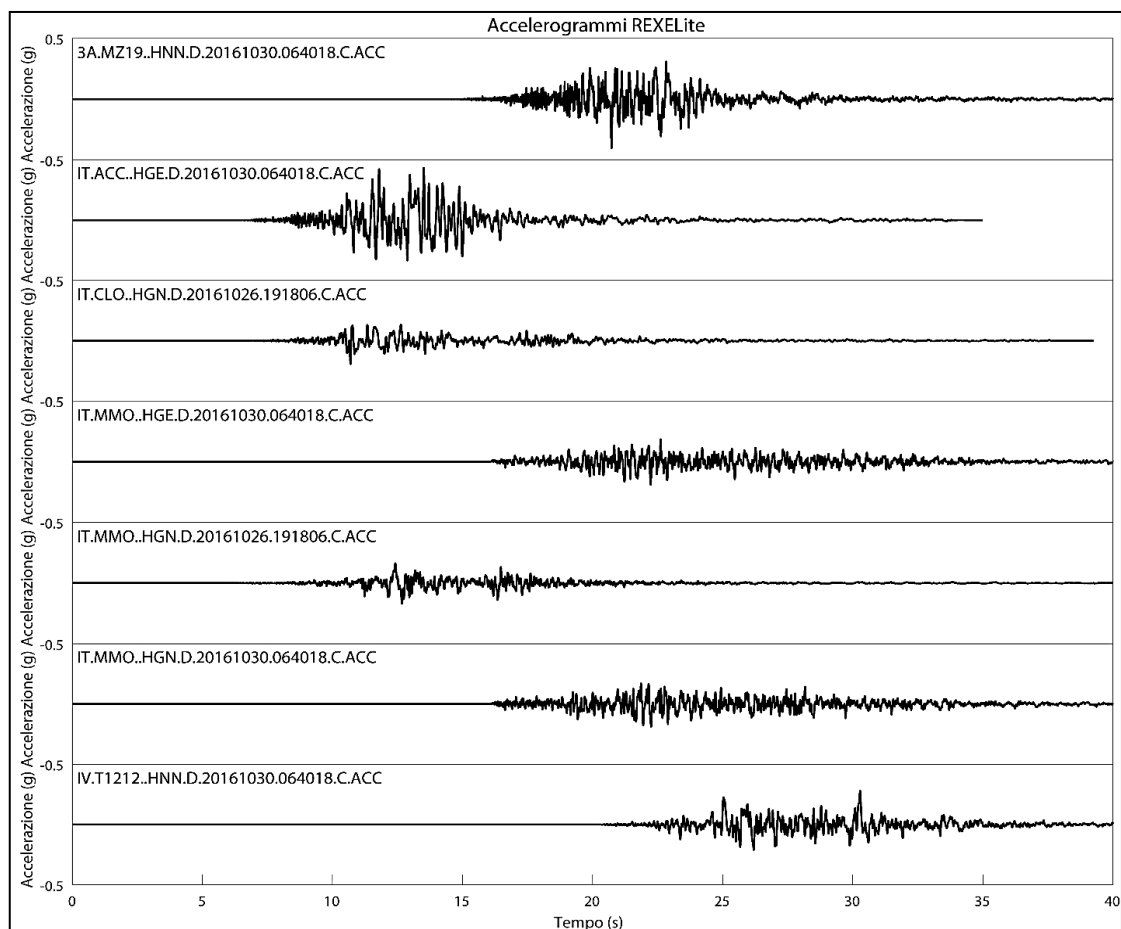
***Figura 128:** Accelerogrammi naturali selezionati da REXELite*

Per effettuare un'analisi di risposta sismica al sito, l'insieme di *time series* in accelerazione devono necessariamente corrispondere allo spettro di riferimento, ovvero essere spettro – compatibili: l'area dello spettro medio di input non deve presentare uno scarto maggiore del 5%.

Dalla videata dell'applicativo *LSR2D* (Fig.129), è possibile visualizzare gli spettri di risposta: di normativa (in blu), quelli derivati dagli accelerogrammi selezionati per la prima analisi (in scala di grigi) e la loro media (in rosso).
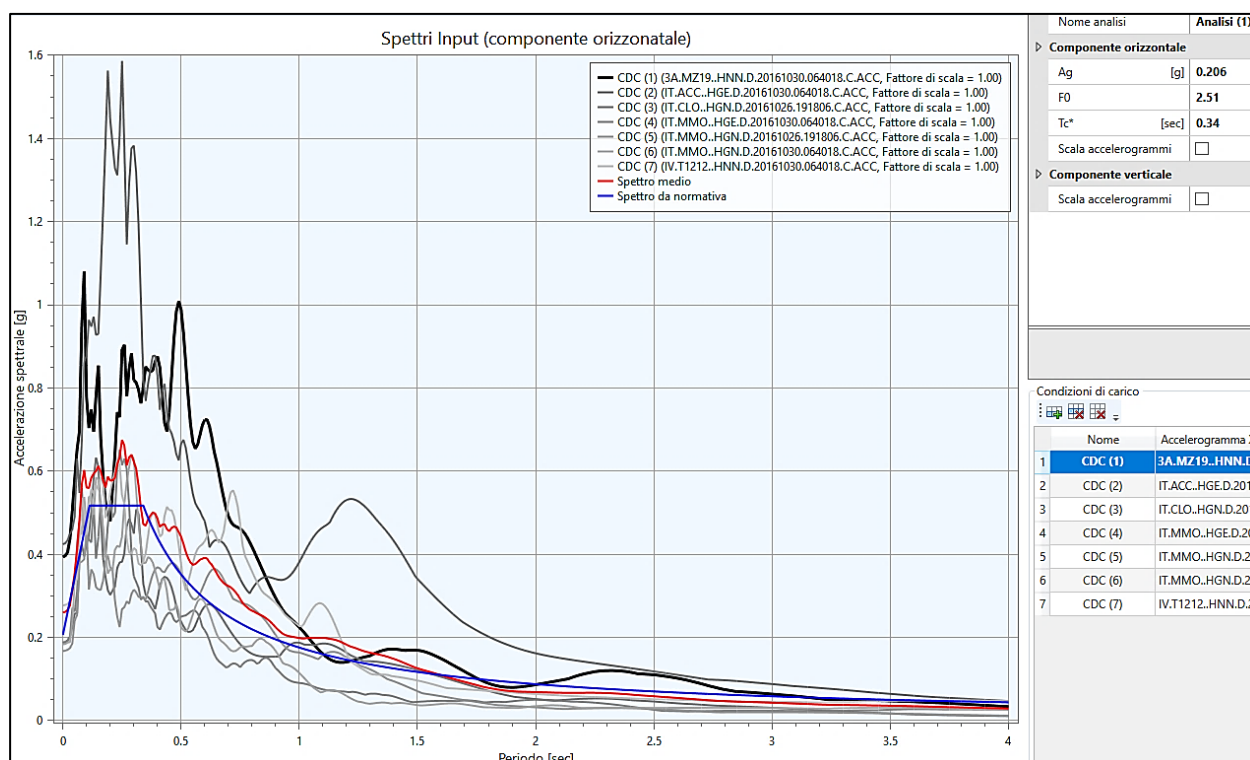
Figura 129: *Spettri di risposta: di normativa (in blu), derivati dagli accelerogrammi selezionati per l'analisi n°1 (in scala di grigi) e la loro media (in rosso). In alto a destra i valori necessari per definire l'azione sismica di progetto.*

3.9.5.2 Accelerogrammi sintetici (Mala11)

Nella seconda analisi di RSL sono stati selezionati gli accelerogrammi sintetici, simulando i tre eventi con magnitudo momento più elevata della sequenza sismica del Centro Italia 2016 – 17 per il sito di Casanova, considerando i parametri del fattore di qualità, *geometrical spreading* ed effetto kappa proposti da Malagnini *et al.* (2011) (Fig.130).

Dalla simulazione si evince che il valore della PGA per l'evento del 24 Agosto e del 30 Ottobre risentito a Casanova, valutato su suolo rigido, è molto simile. Questo perché il primo evento è il più vicino, dei tre considerati, a Casanova. In dettaglio le PGA simulati hanno valori pari a:

- 0.0392 g (24 Agosto 2016, M_W 6.0);
- 0.0124 g (26 Ottobre 2016, M_W 5.9);
- 0.0319 g (30 Ottobre 2016, M_W 6.5).
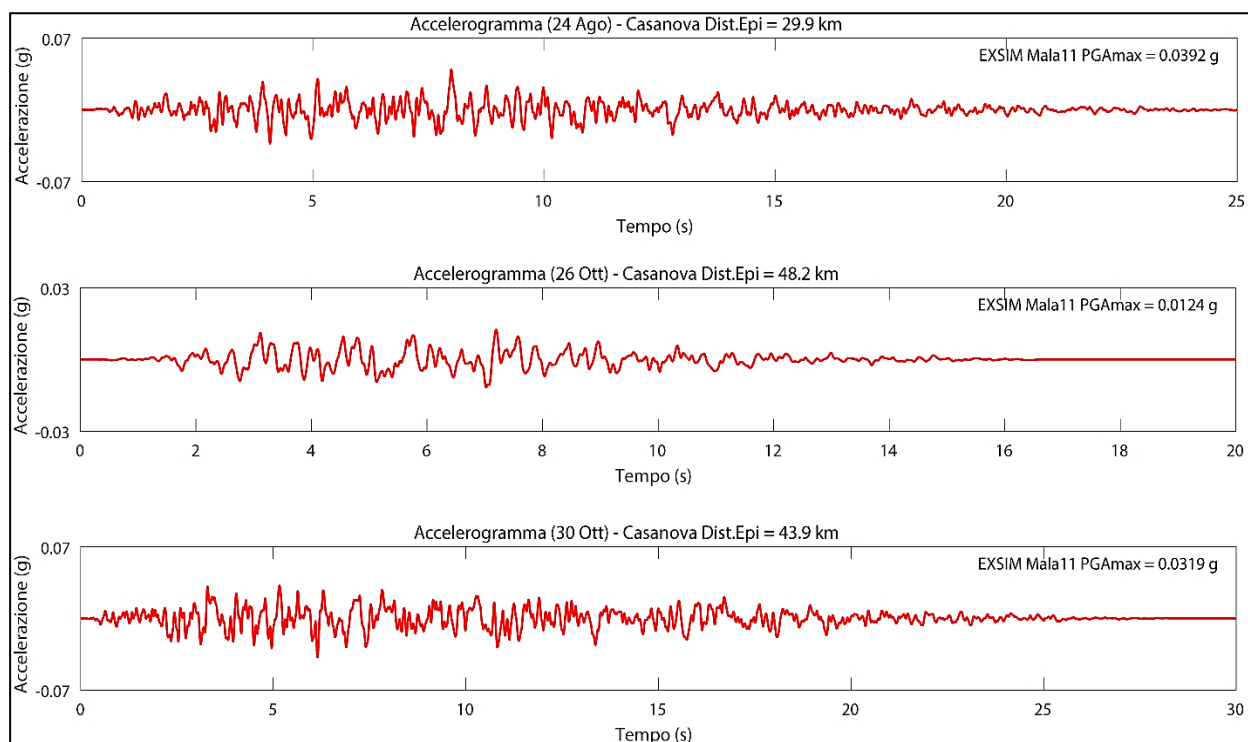
Figura 130: *Accelerogrammi sintetici Mala11 elaborati con EXSIM per il sito di Casanova*

Gli spettri di risposta di normativa (in blu), quelli derivati dagli accelerogrammi selezionati per la seconda analisi (in scala di grigi) e la loro media (in rosso) sono mostrati in Fig.131.
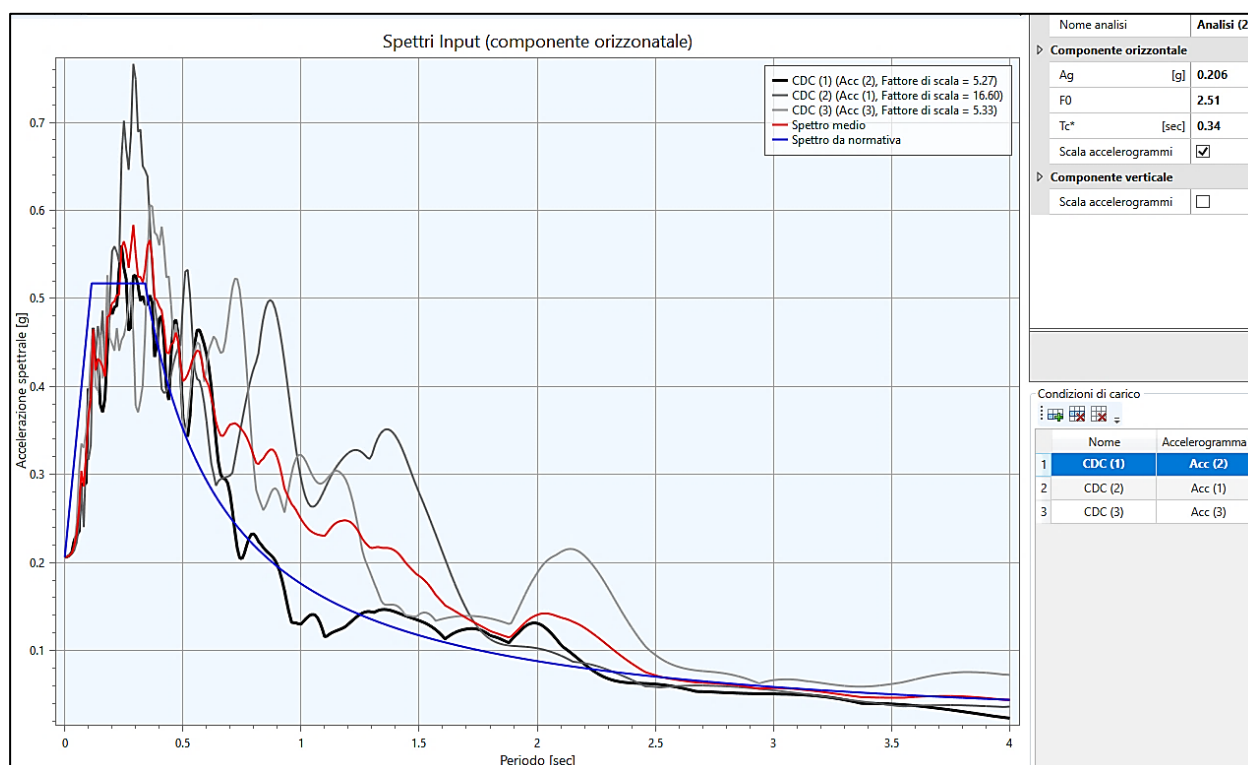
Figura 131: *Spettri di risposta: di normativa (in blu), derivati dagli accelerogrammi selezionati per l'analisi n°2 (in scala di grigi) e la loro media (in rosso). In alto a destra i valori necessari per definire l'azione sismica di progetto.*

3.9.5.3 *Accelerogrammi sintetici (Pacor16)*

Nell'ultima analisi di risposta sismica locale sono stati utilizzati gli accelerogrammi sintetici, simulando i tre eventi con magnitudo momento più elevata della sequenza sismica del Centro Italia 2016 – 17 per il sito di Casanova, considerando i parametri del fattore di qualità, *geometrical spreading* ed effetto kappa proposti da Pacor *et al.* (2016) (Fig.132).

Dalla simulazione, anche in questo caso, si nota che il valore della PGA per l'evento del 24 Agosto e del 30 Ottobre risentito a Casanova, valutato su suolo rigido, è molto simile. In dettaglio le PGA simulati hanno valori pari a:

- 0.0679 g (24 Agosto 2016, M_W 6.0);
- 0.0246 g (26 Ottobre 2016, M_W 5.9);
- 0.0613 g (30 Ottobre 2016, M_W 6.5).
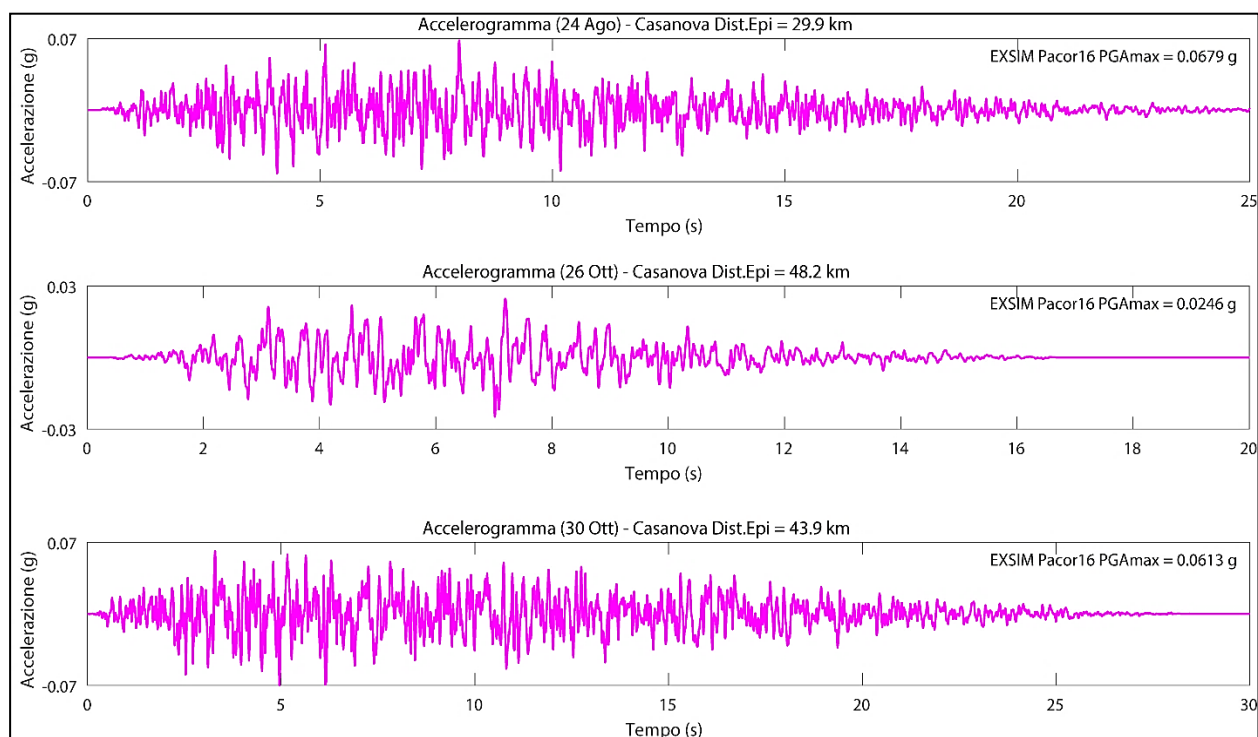
***Figura 132**: Accelerogrammi sintetici Pacor16 elaborati con EXSIM per il sito di Casanova*

Anche per quest'ultima analisi, è possibile visualizzare gli spettri di risposta: di normativa (in blu), quelli derivati dagli accelerogrammi selezionati per la prima analisi (in scala di grigi) e la loro media (in rosso) dalla videata dell'applicativo utilizzato in questo lavoro di tesi per elaborare le analisi di risposta sismica locale (Fig.133).
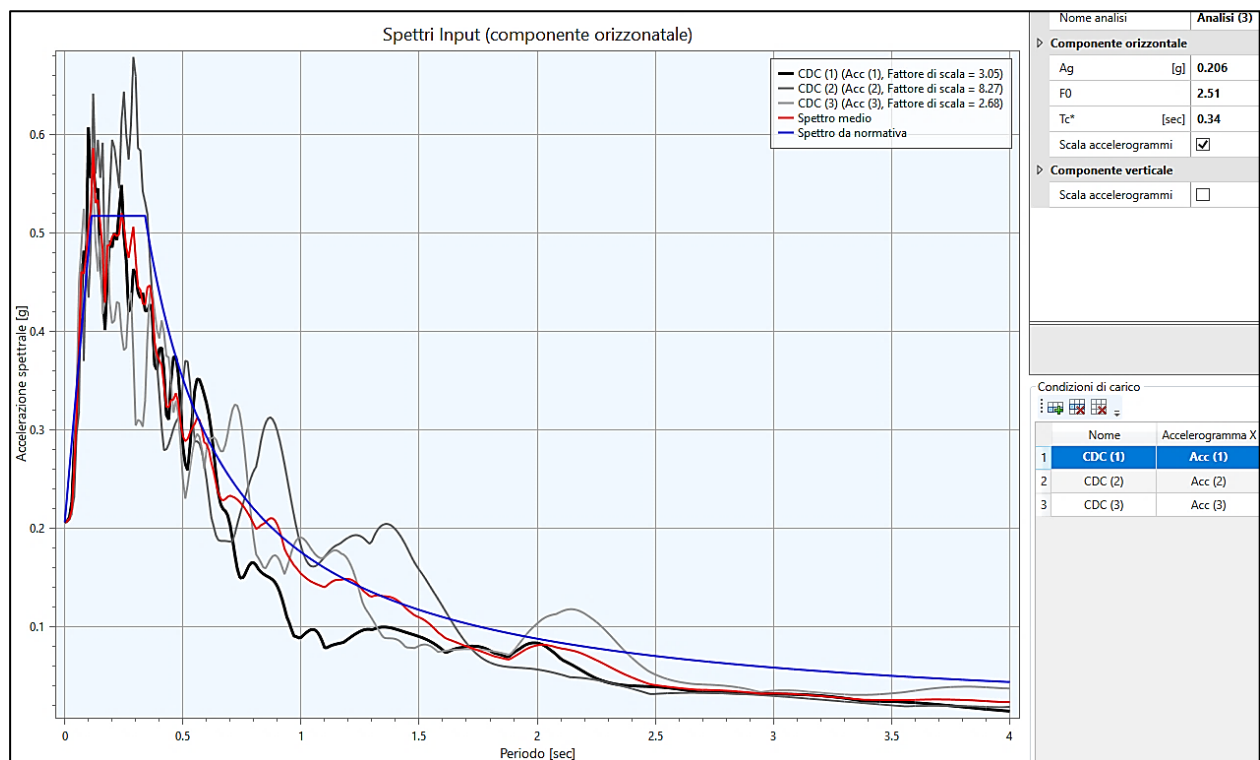
Figura 133: *Spettri di risposta: di normativa (in blu), derivati dagli accelerogrammi selezionati per l'analisi n°3 (in scala di grigi) e la loro media (in rosso). In alto a destra i valori necessari per definire l'azione sismica di progetto.*

3.9 Risultati

In questo Paragrafo verranno illustrati i risultati relativi alle tre analisi di risposta sismica bidimensionali elaborate in questo lavoro di tesi.
Verranno presentati gli spettri di risposta in accelerazione (SA), la *color map* delle accelerazioni ed i fattori e le funzioni di amplificazione.

Dall'intensità spettrale di Housner sono stati quantificati i fattori di amplificazione nei punti di controllo della sezione numerica posti in superficie: si calcola dal rapporto tra l'integrale dello spettro medio di risposta in pseudo – velocità del moto in superficie (H_{out}) e quello applicato al *bedrock* (H_{inp}), calcolato in diversi intervalli di periodo (eq. n°10, Paragrafo 2.2.3). Gli intervalli di periodo considerati sono stati 0.1 -0.5 s e 0.5 – 1.0 s in quanto sono i range di periodi che interessano maggiormente i fenomeni amplificativi.

Le funzioni di amplificazione utilizzate sono date dal rapporto tra lo spettro medio di output e lo spettro medio di input per ogni punto di controllo superficiale (eq. n°14, Paragrafo 2.2.3).

3.9.1 Output dell'analisi di RSL2D con gli accelerogrammi naturali (Rexelite)

Nella Fig.134 è riportata la *color map* delle accelerazioni massime di picco della prima analisi effettuata per la sezione numerica di Casanova considerata. Le accelerazioni più elevate si osservano in corrispondenza dei depositi, al di sopra dei quali è presente l'abitato di Casanova.
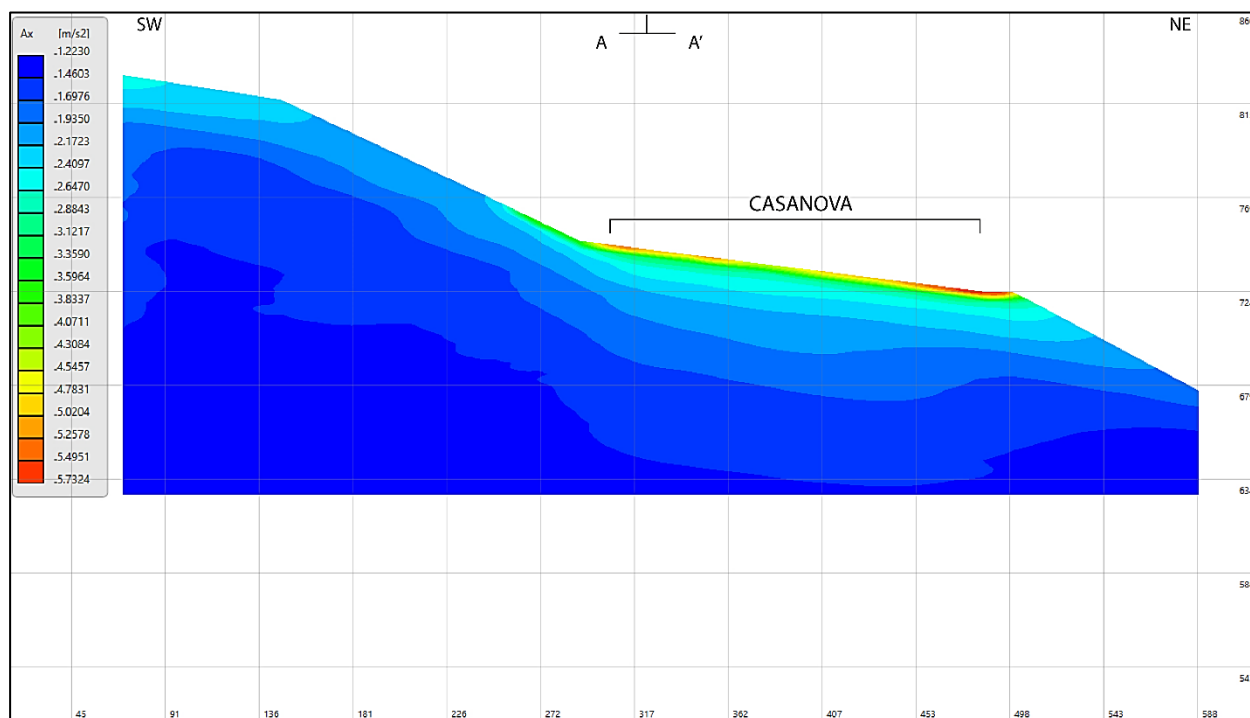
Figura 134: *Grafico delle accelerazioni lungo la sezione di Casanova nell'analisi n° 1.*

I punti di controllo in superficie sui depositi limosi (Fig.135), di maggior interesse in termini di amplificazione, sono (da SW verso NE): P51, P17, P9, P32.
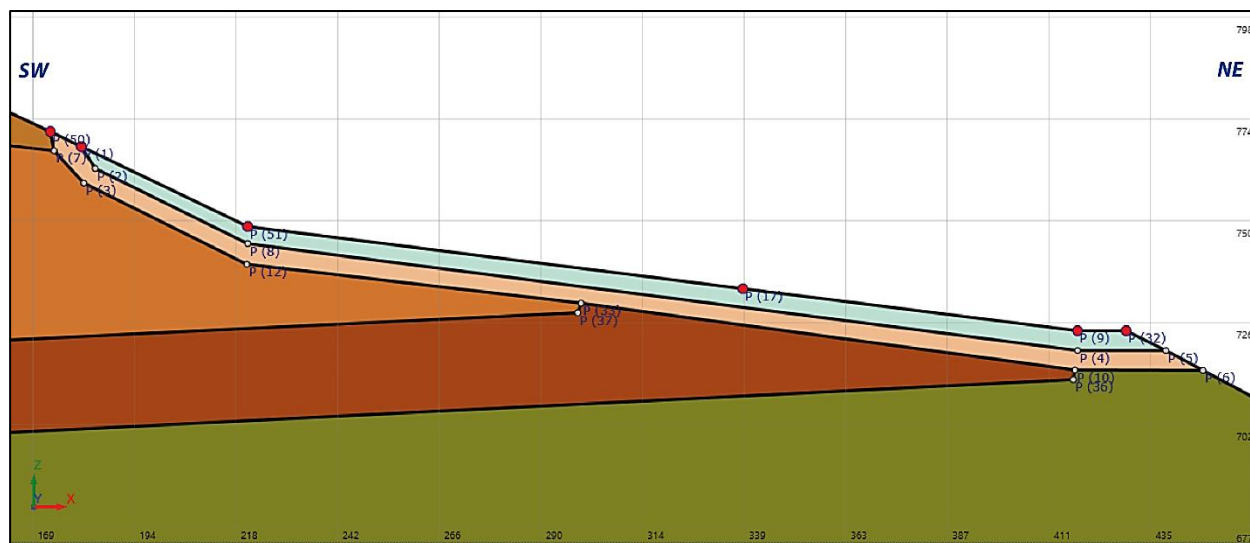
Figura 135: *Zoom sulla sezione numerica considerata: in evidenza i punti di controllo in superficie sui depositi*

Per ogni punto di controllo dell'intera sezione A – A' sono stati estratti gli spettri medi di risposta elastica (Fig.136). Gli SA nei punti di controllo P51, P17, P9 e P32, evidenziano un picco principale ben definito sul periodo T = 0.1 s: i valori in ordinata dei 4 punti considerati sono rispettivamente pari a 1.43 g, 1.97 g, 2.27 g, 1.94 g.

Gli spetti di risposta elaborati nei punti di controllo posti al di sopra di litologie con suolo rigido, in ordinata presentano dei valori più bassi dello spettro di input lungo tutto il periodo considerato, ad eccezione di P11, che in corrispondenza del periodo T = 0.1 s presenta dei valori poco più alti dell'input. Inoltre, le amplificazioni nei depositi limosi si smorzano entro 0.5 s, pertanto è prevedibile che il FA compreso tra 0.1-0.5s sia l'unico con valori superiori ad 1.
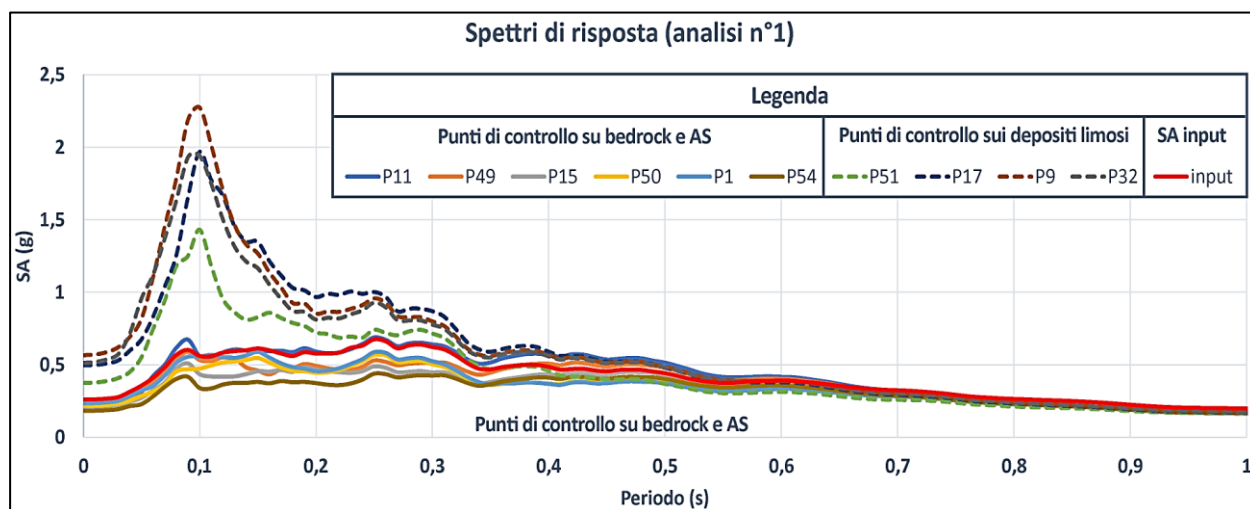
Figura 136: *Spettri di risposta in accelerazione dell'analisi n°1*

Valutando anche i fattori di amplificazione (Fig.137) per i punti di controllo che mostrano alti valori delle accelerazioni spettrali, si nota che vi è un'amplificazione in corrispondenza del range di periodo compreso tra 0.1 – 0.5 s per il punto P51, mentre per i restanti punti di controllo, il valore di FA è, anche se di poco, superiore ad 1. Per il punto P51, FA non è elevato (1.13) rispetto ai successivi punti di controllo presenti nella sezione, con valori di FA pari a 1.54 nel P17, 1.49 nel P9 e 1.41 nel P32. Il profilo dei fattori di amplificazione di Housner (Fig.138) conferma il fatto che è proprio in corrispondenza dei depositi limosi che si hanno fenomeni amplificativi più importanti, mentre nei punti di controllo posti al di sopra di litologie con suolo rigido, generalmente i valori di FA sono < 1.
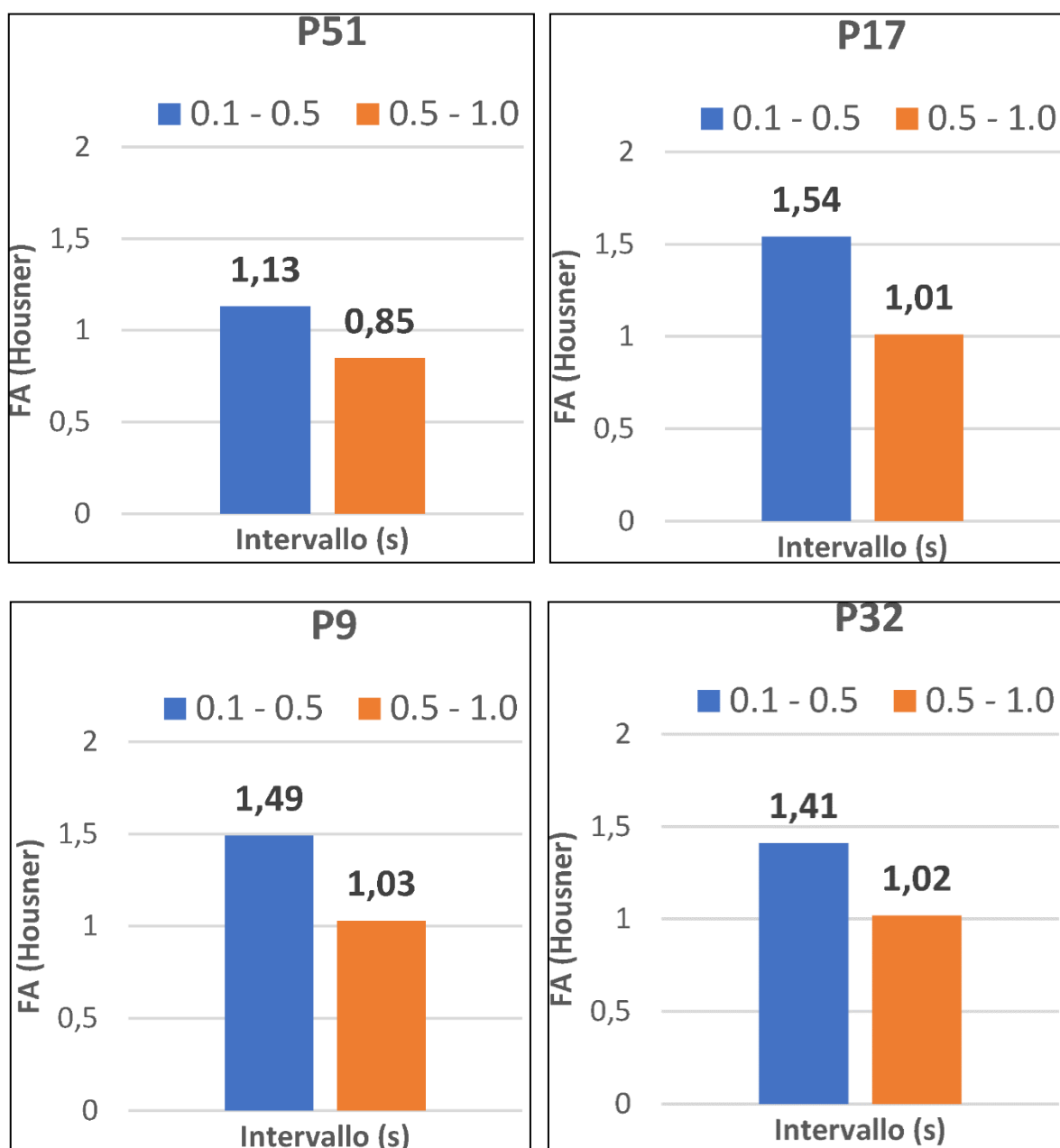
Figura 137: *Fattori di amplificazione dei punti di controllo P51, P17, P9 e P32 dell'analisi n°1*
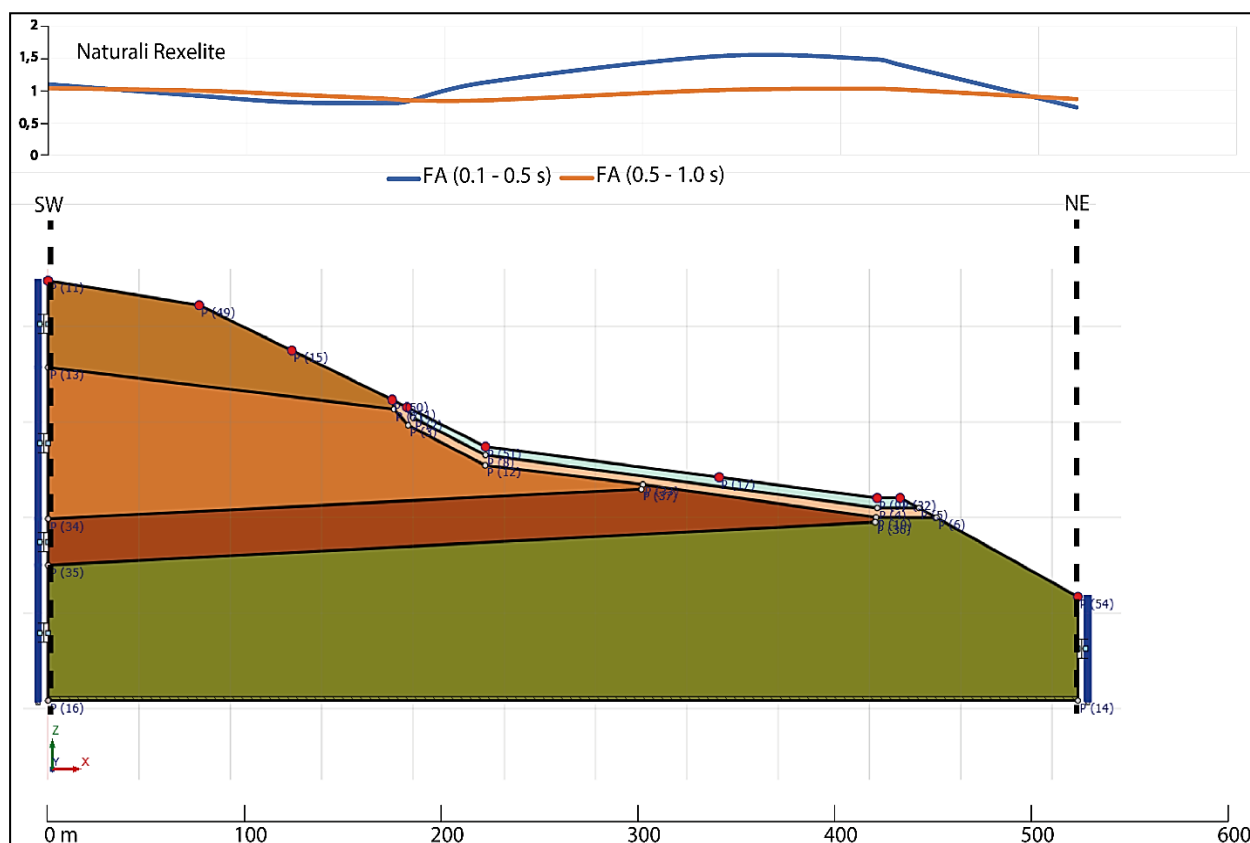
***Figura 138**: Profilo dei fattori di amplificazione di Housner dell'analisi n°1*

Si è ritenuto significativo calcolare anche le funzioni di amplificazioni (Fig.139), dalle quali, rispetto al fattore di amplificazione, è possibile quantificare l'amplificazione dell'accelerazione spettrale dell'output lungo il campo di periodi considerato in confronto al segnale di input.

Le funzioni di amplificazione confermano quanto affermato in precedenza. Nei punti di controllo P51, P17, P9 e P32, è evidente un picco principale ben definito sul periodo T = 0.1 s e le amplificazioni si smorzano entro i primi 0.5 s. I valori in ordinata dei punti considerati, per T= 0.1 s sono pari a 2.55 (P51), 3.50 (P17), 4.05 (P9), 3.46 (P32).
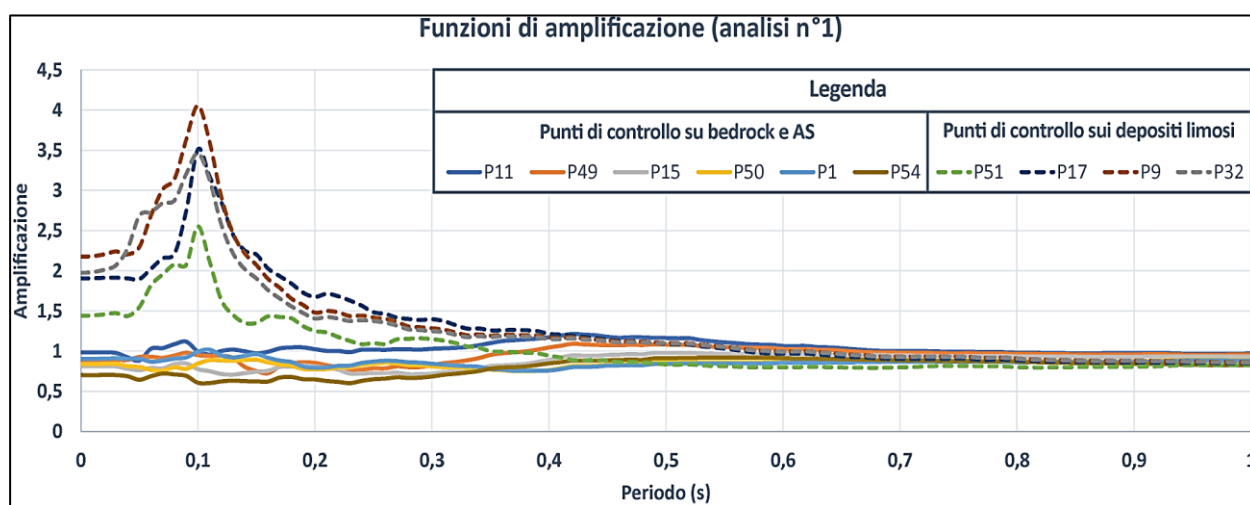
***Figura 139:** Funzioni di amplificazione dell'analisi n°1*

3.9.2 *Output dell’analisi di RSL2D con gli accelerogrammi sintetici (Mala11)*

La *color map* dei valori della PGA calcolati nella seconda analisi lungo la sezione di Casanova (Fig.140) mostra che le accelerazioni maggiori si riscontrano in corrispondenza dei depositi limosi affioranti, soprattutto verso NE.
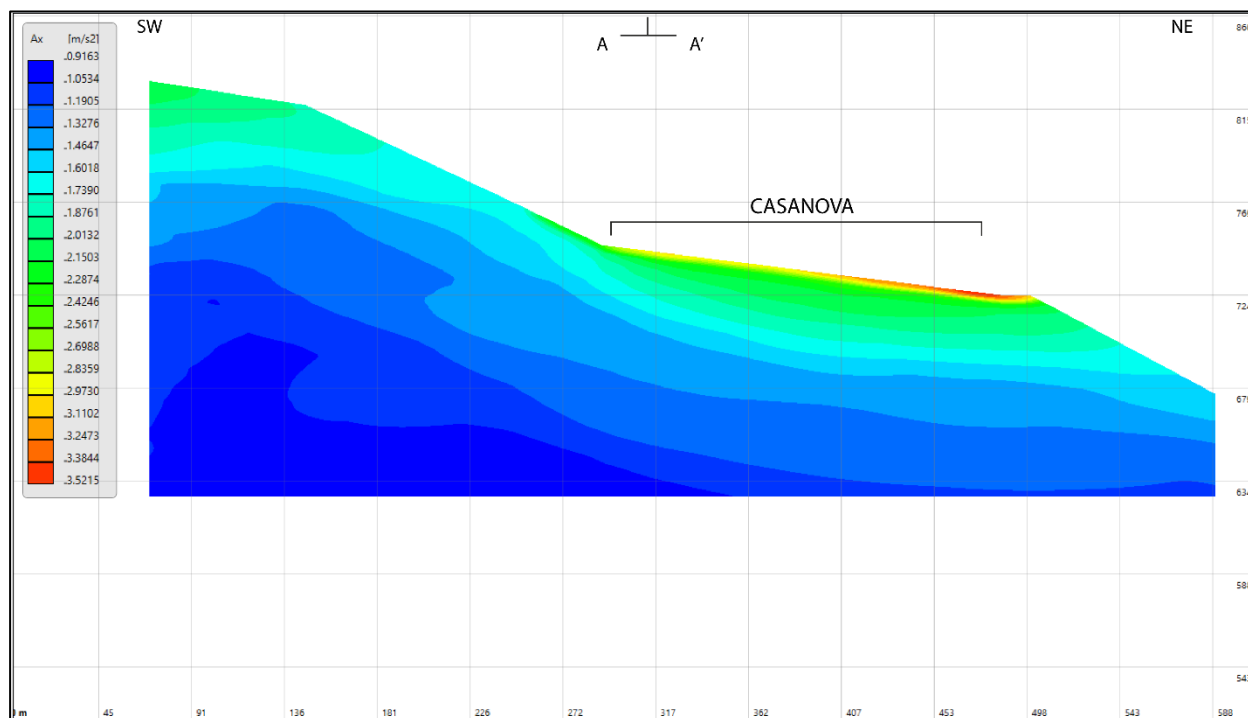
Figura 140: *Grafico delle accelerazioni lungo la sezione di Casanova nell’analisi n° 2.*

Anche in questo caso, per ogni punto di controllo dell’intera sezione A – A’ sono stati estrapolati gli spettri medi di risposta in accelerazione (Fig.141). Gli SA nei punti di controllo P51, P17, P9 e P32, presentano diversi picchi. I due principali rientrano nel periodo compreso tra 0.08 e 0.13 s. Nei punti P51 e P17 i valori in ordinata dei due picchi presenti nel periodo T = 0.1 s e T = 0.12 s, sono: per il primo punto considerato 0.77 g e 0.70 g; per il punto di controllo successivo 1.02 g e 1.25 g.

Gli altri SA elaborati nei punti di controllo posti al di sopra di litologie su *bedrock*, mostrano dei valori più bassi in ordinata dello spettro di input lungo tutto il periodo considerato, ad eccezione di P11.

Dai fattori di amplificazione elaborati per i punti di controllo di maggior interesse (Fig.142), si deduce che vi è amplificazione in corrispondenza del range di periodo compreso tra 0.1 – 0.5 s. Per il punto P51, il valore del FA non è elevato (1.08) rispetto ai successivi punti di controllo presenti nella sezione, con valori di FA pari a 1.43 nel P17, 1.37 nel P9 e 1.32 nel P32. Il profilo dei fattori di amplificazione di Housner (Fig.143) conferma il fatto che è proprio in corrispondenza

dei depositi limosi che si hanno fenomeni amplificativi più importanti, mentre nei punti di controllo posti al di sopra di litologie con suolo rigido, generalmente i valori di FA sono < 1.
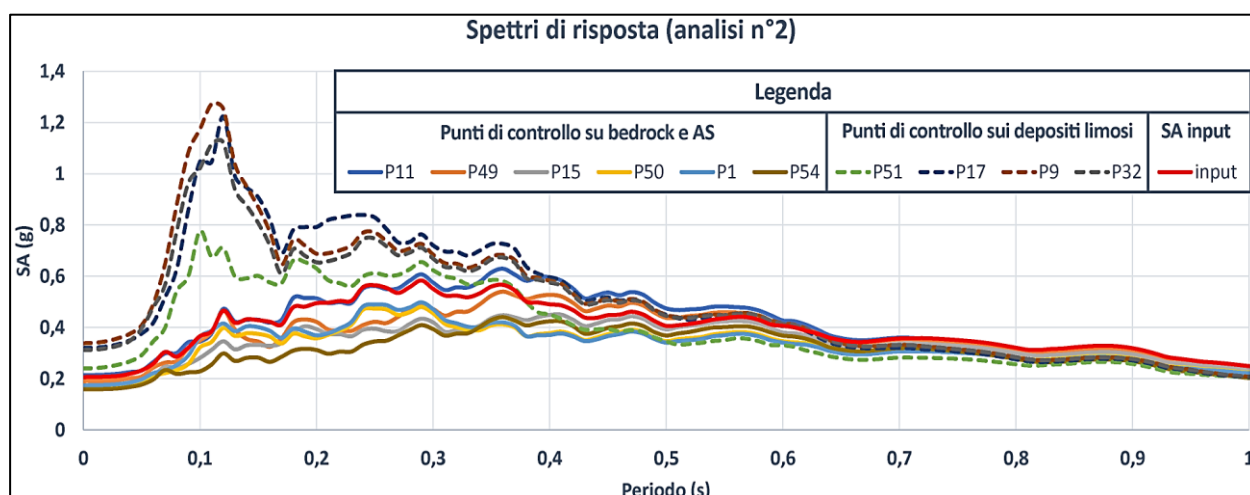
Figura 141: Spettri di risposta in accelerazione dell'analisi n°2
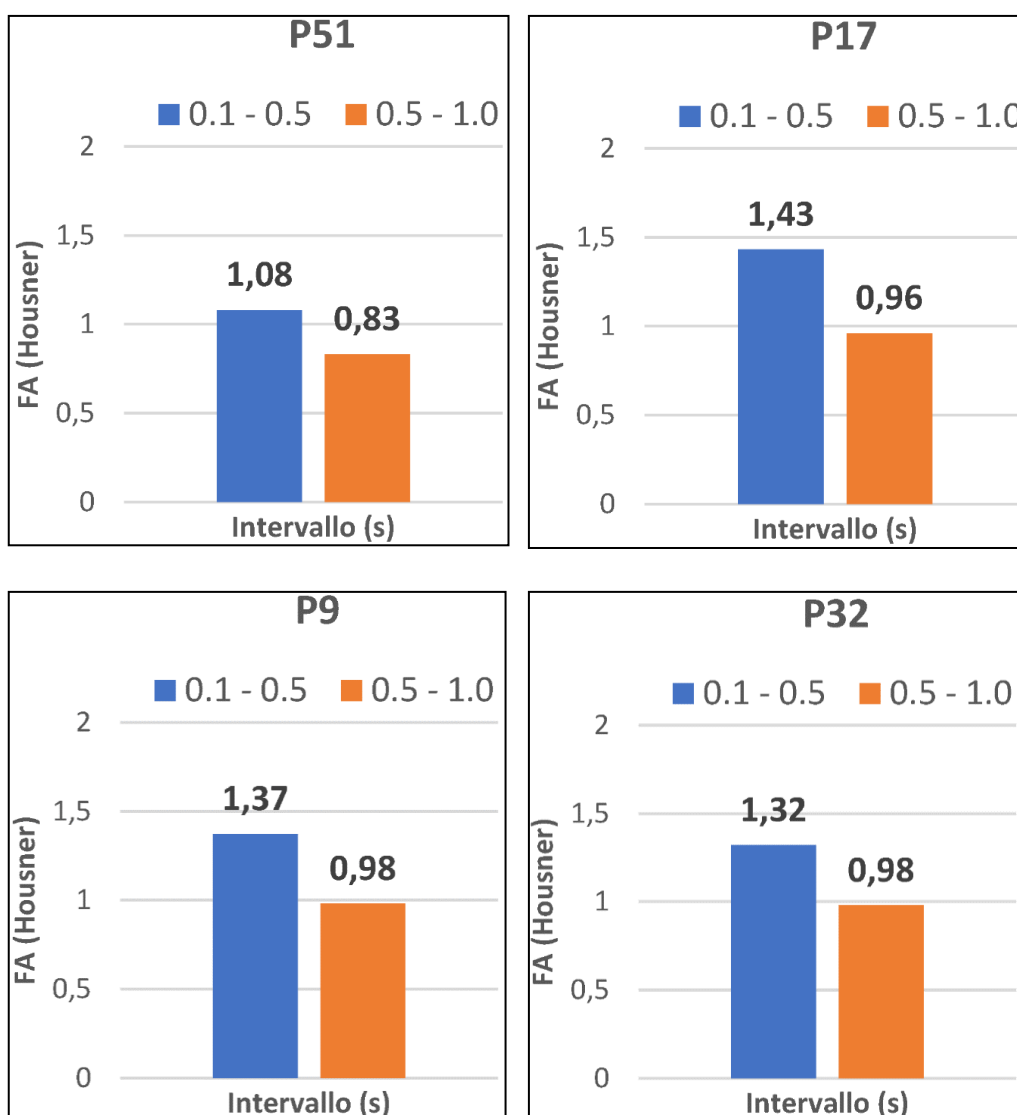
Figura 142: Fattori di amplificazione dei punti di controllo P51, P17, P9 e P32 dell'analisi n°2
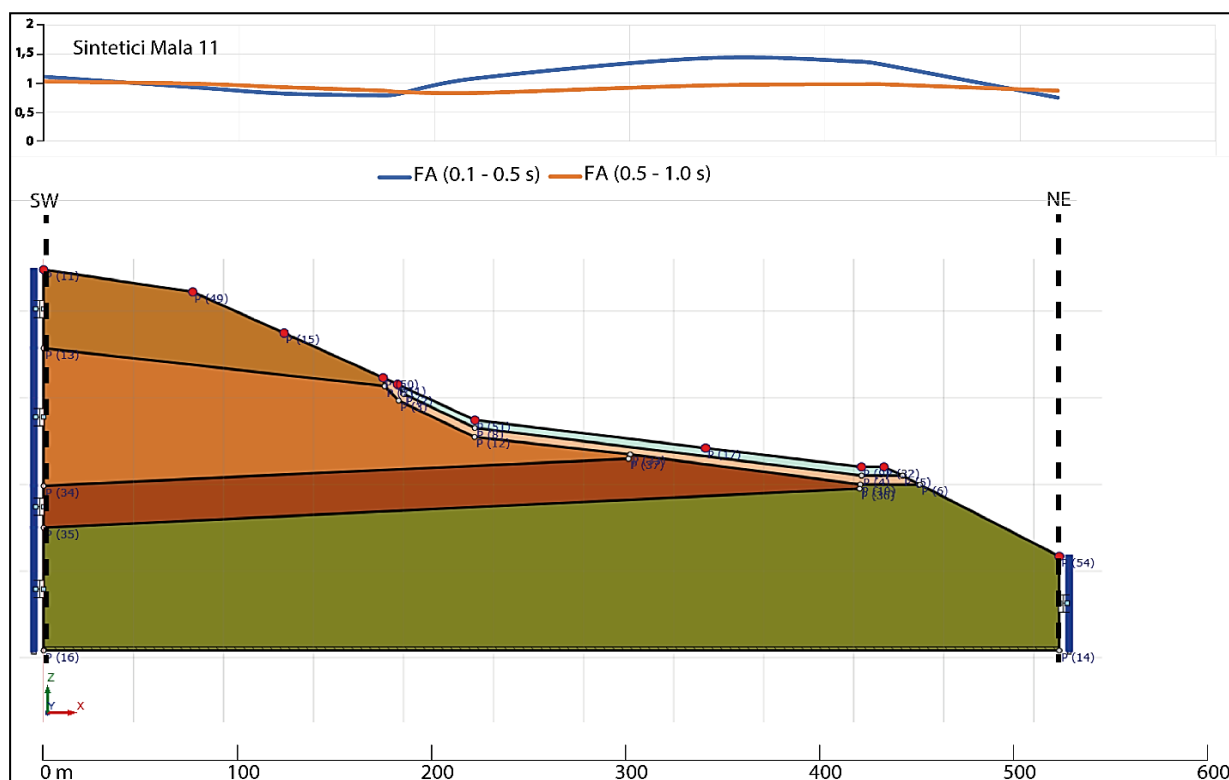
Figura 143: *Profilo dei fattori di amplificazione di Housner dell'analisi n°2*

Anche in quest'analisi si è ritenuto necessario calcolare le funzioni di amplificazione (Fig.144), per quantificare l'amplificazione dell'accelerazione spettrale dell'output lungo il campo di periodi considerato rispetto all'input.

Nei punti di controllo P51, P9 e P32, sono presenti due picchi di amplificazione principale. Negli ultimi due punti, i valori in ordinata dei due picchi sono presenti nel periodo T = 0.09 s e T = 0.11 s, con un valore di amplificazione rispettivamente di 3.37 e 3.30 (per P9) e di 3.00 e 2.89 (per P32). Nel punto di controllo P51, i picchi sono shiftati verso sinistra, nei periodi T = 0.08 s e T = 0.1 s ed i valori di amplificazione sono pari a 2.19 e 2.12. Il punto P17, invece, mostra un solo picco pari a 2.79, situato nel periodo a T = 0.1.
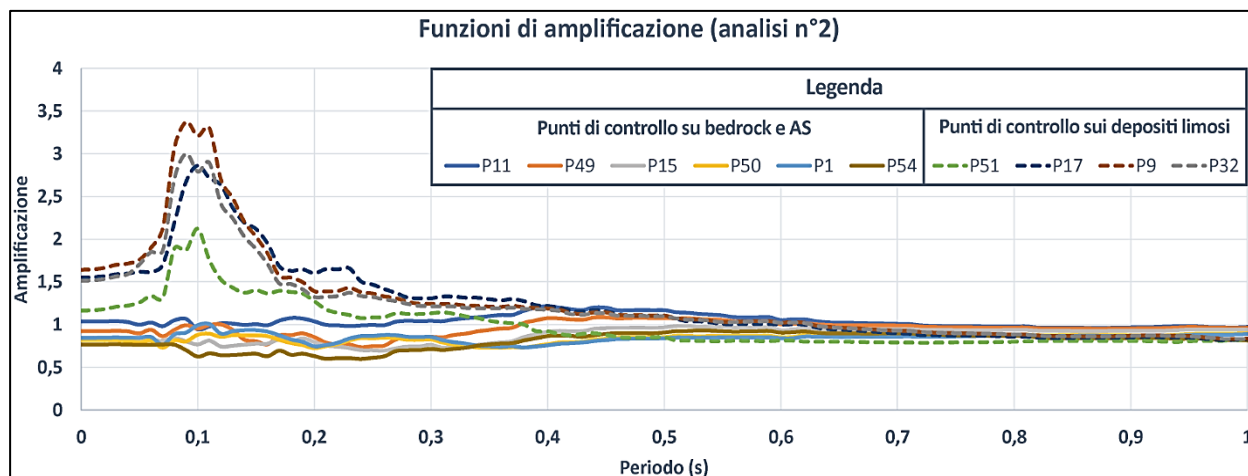
Figura 144: *Funzioni di amplificazione dell'analisi n°2*

3.9.3 Output dell'analisi di RSL2D con gli accelerogrammi sintetici (Pacor16)

Dalla Fig.145, che rappresenta i valori di PGA calcolati per la sezione di Casanova nella terza ed ultima tipologia di analisi, si nota che, come nei precedenti casi le accelerazioni più alte si osservano in corrispondenza dei depositi, specialmente a NE, al di sopra dei quali è presente l'abitato di Casanova.
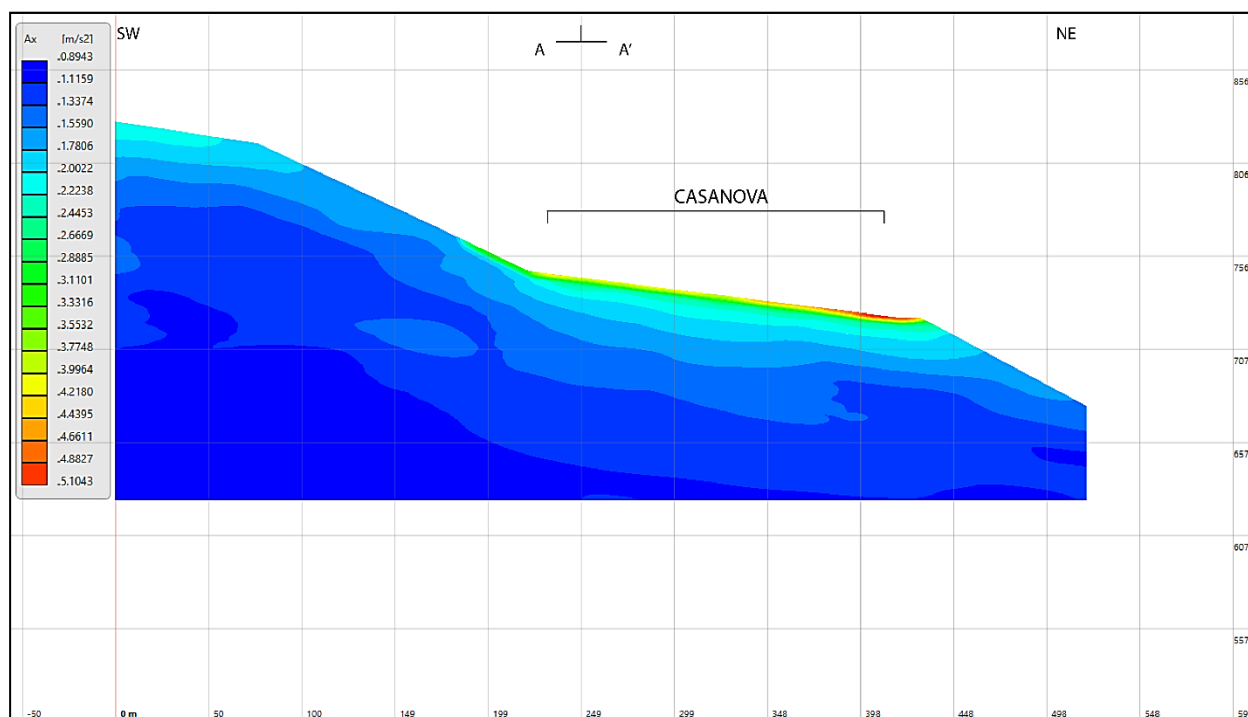
Figura 145: *Grafico delle accelerazioni lungo la sezione di Casanova nell'analisi n° 3.*

Per ogni punto di controllo dell'intera sezione tracciata per la frazione di Casanova sono stati estrapolati gli spettri medi di risposta elastica (Fig.146). Anche in questo caso, gli SA nei punti di controllo P51, P17, P9 e P32, evidenziano dei picchi.
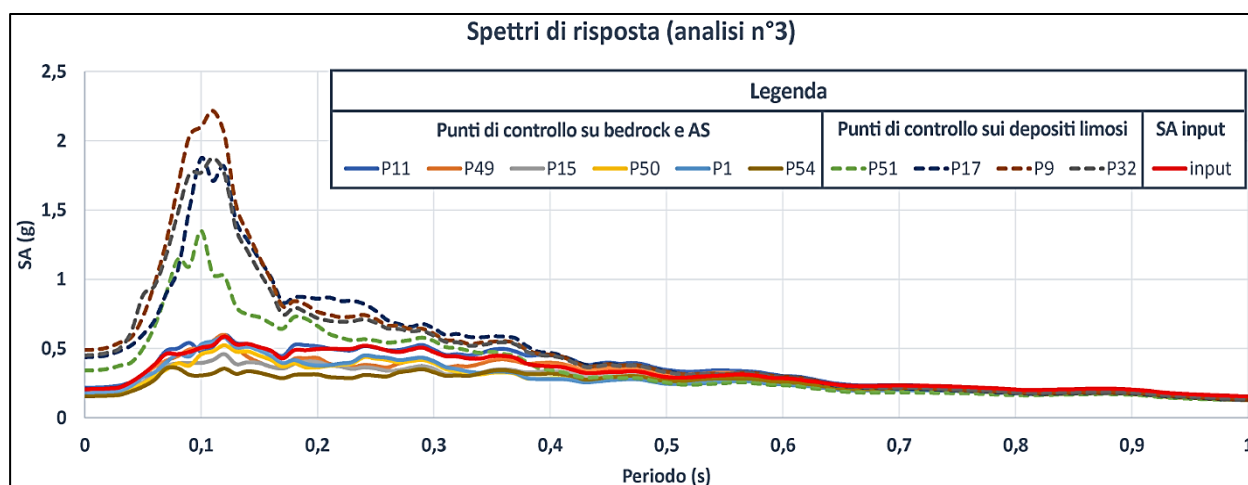
Figura 146: *Spettri di risposta in accelerazione dell'analisi n°3*

Nei punti P9 e P32, si osserva un picco in accelerazione nel periodo T = 0.11 s: per il primo punto considerato l'accelerazione spettrale è pari a 2.22 g; per il punto di controllo successivo è pari a 1.87 g. Lo spettro di risposta nel punto P17, presenta due picchi distinti: uno a periodo T = 0.81 s con accelerazione di 1.87 g, l'altro a periodo T = 0.12 con un valore di accelerazione pari a 1.76 g.

Gli spetti di risposta elaborati nei punti di controllo posti al di sopra di litologie con suolo rigido, in ordinata presentano dei valori più bassi dello spettro di input lungo tutto il periodo considerato, ad eccezione di P11, che presenta dei valori leggermente più alti dell'input.

I fattori di amplificazione (Fig.147) dei punti di controllo che mostrano alti valori delle accelerazioni spettrali, presentano valori > 1 sia nel range di periodo compreso tra 0.1 – 0.5 s, sia tra 0.5 – 1.0 s, ad eccezione del punto di controllo P51. Per tale punto, il valore di FA nel primo range di periodo non è elevato (1.15) rispetto ai successivi punti di controllo presenti nella sezione, con valori di FA pari a 1.55 nel P17, 1.53 nel P9 e 1.45 nel P32. Il profilo dei fattori di amplificazione di Housner (Fig.148) conferma il fatto che è proprio in corrispondenza dei depositi limosi che si hanno fenomeni amplificativi più importanti, mentre nei punti di controllo posti al di sopra di litologie con suolo rigido, generalmente i valori di FA sono < 1.

Nella Fig.149 sono presenti le funzioni di amplificazione calcolate per ogni punto di controllo posto in superficie, al fine di quantificare l'amplificazione dell'accelerazione spettrale dell'output lungo il campo di periodi considerato, in confronto al segnale di input.

Le funzioni di amplificazione confermano quanto affermato in precedenza. Nei punti di controllo P51, P17, P9 e P32, è evidente un picco principale ben definito sul periodo T = 0.1 s: i valori in ordinata dei punti considerati sono pari a 2.55 (P51), 3.50 (P17), 4.05 (P9), 3.46 (P32).

Come per l'analisi n°2 effettuata con gli accelerogrammi sintetitici (Mala11), anche in questo caso nei punti di controllo P51, P9 e P32, sono presenti due picchi di amplificazione principale. Negli ultimi due punti, i valori in ordinata dei due picchi sono presenti nel periodo T = 0.09 s e T = 0.11 s, con un valore di amplificazione rispettivamente di 4.28 e 4.23 (per P9) e di 3.71 e 3.58 (per P32). Nel punto di controllo P51, i picchi sono shiftati verso sinistra, nei periodi T = 0.08 s e T = 0.1 s ed i valori di amplificazione sono pari a 2.49 e 2.67. Il punto P17, invece, mostra un solo picco pari a 3.70, situato nel periodo a T = 0.1.
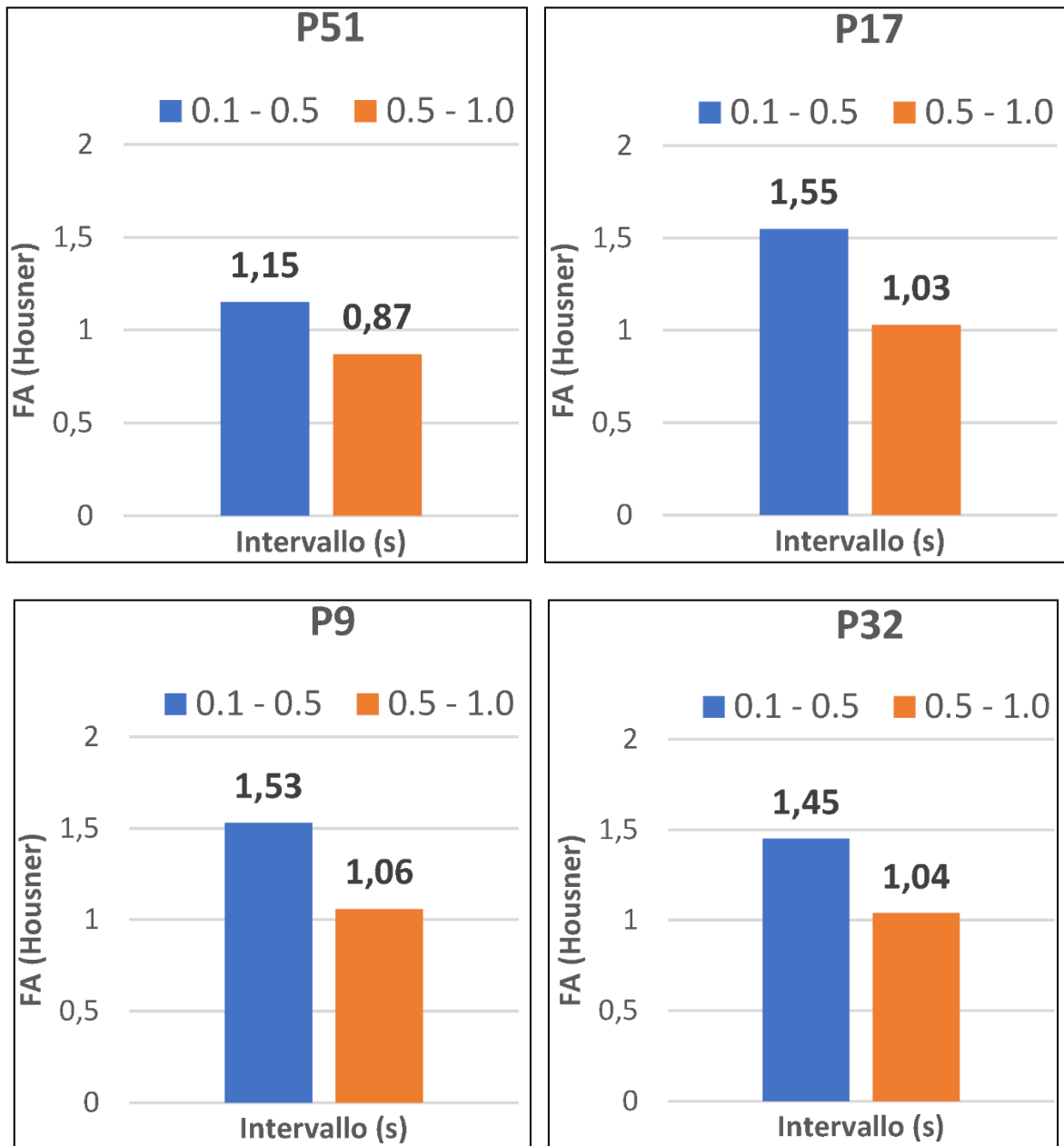
Figura 147*: Fattori di amplificazione dei punti di controllo P51, P17, P9 e P32 dell'analisi n°3*
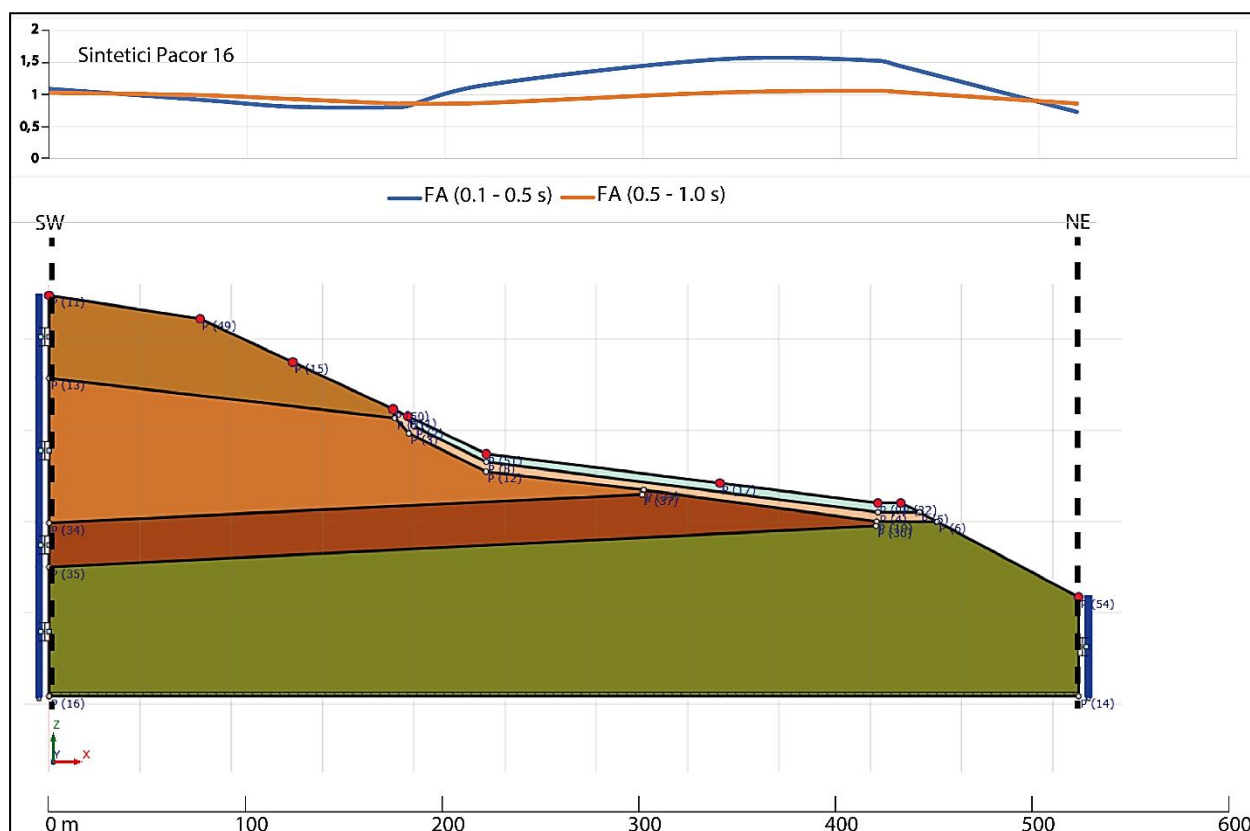
***Figura 148**: Profilo dei fattori di amplificazione di Housner dell'analisi n°3*
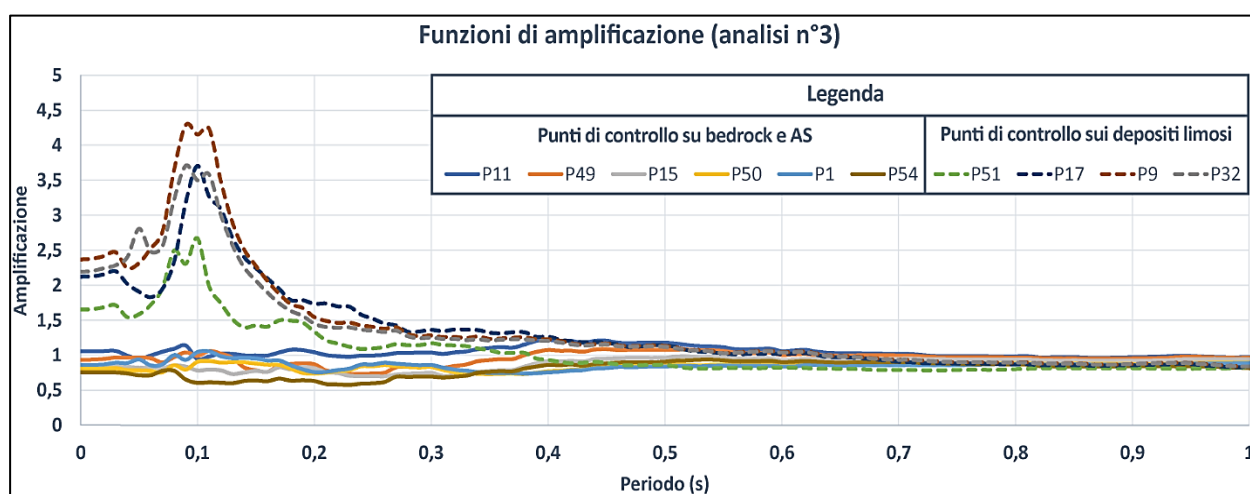
***Figura 149:** Funzioni di amplificazione dell'analisi n°3*

3.9.4 Considerazioni sui risultati delle analisi di RSL2D

Dai risultati emersi dalle tre analisi di risposta sismica locale bidimensionale effettuate in questo lavoro di tesi, si evince quanto segue. Considerando lo stesso spettro di progetto e modello numerico, con gli input sintetici si conseguono risultati confrontabili con quelli ottenuti mediante gli input naturali.

Dal confronto degli SA ottenuti dalle diverse analisi (Fig.150), si nota che gli input elaborati con i parametri proposti da Pacor *et al.* (2016) non si discostano molto da quelli naturali in termini di

amplificazione spettrale; con gli input dell'analisi n°2, invece, le accelerazioni spettrali di output sono sottostimate. Rispetto all'analisi con gli input naturali, dove il picco di accelerazione è ben definito nel periodo T = 0.1 s, con gli input sintetici i valori massimi delle accelerazioni spettrali sono distribuiti nel range di periodo che va da 0.08 – 1.13 s.
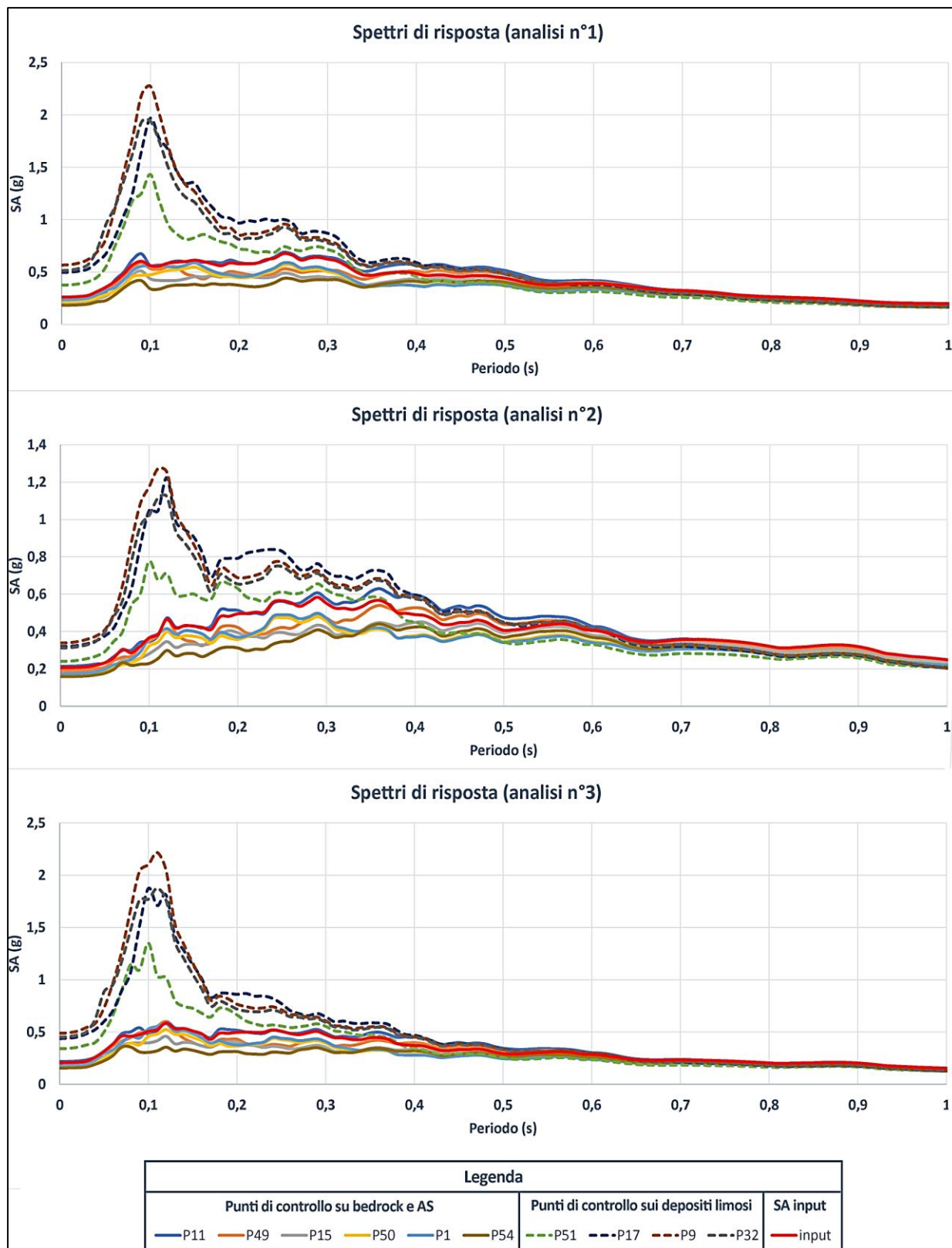
Figura 150: *Spettri di risposta in accelerazione delle analisi*

Anche dal confronto tra i FA delle varie analisi (Fig.151), nei periodi 0.1 – 0.5 s e 0.5 – 1.0 s emerge che nell'analisi n°2, seppur confrontabili, i valori sono sottostimati rispetto all'analisi effettuata con gli input naturali di REXELite. Gli FA elaborati con l'analisi n°3 presentano dei valori ottimi, presentando uno scarto in eccesso molto basso rispetto alla prima analisi. In generale, l'andamento dei profili dei fattori di amplificazione di Housner è simile per tutte le elaborazioni di RSL.

FA analisi RSL2D		P51	P17	P9	P32
FA (0.1 - 0.5 s)	Analisi n°1	1.13	1.54	1.49	1.41
	Analisi n°2	1.08	1.43	1.37	1.32
	Analisi n°3	1.15	1.55	1.53	1.45
FA (0.5 - 1.0 s)	Analisi n°1	0.85	1.01	1.03	1.02
	Analisi n°2	0.83	0.96	0.98	0.98
	Analisi n°3	0.87	1.03	1.06	1.04
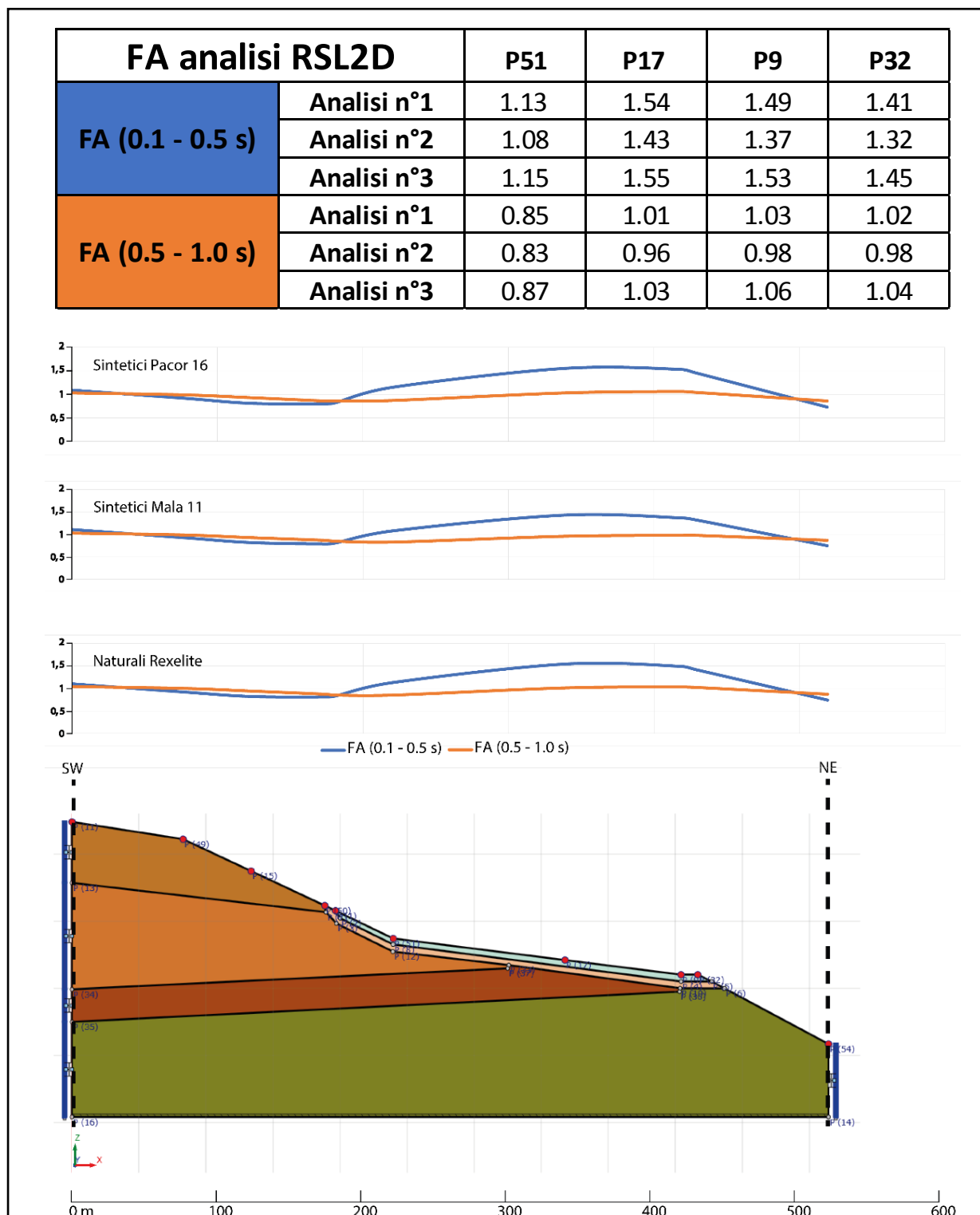
Figura 151: *Confronto dei fattori di amplificazione di Housner nei punti di controllo P51, P17, P9 e P32 delle analisi dei profili dei fattori di amplificazione*

Le funzioni di amplificazioni ottenute (Fig.152) confermano quanto affermato in precedenza. Nei punti di controllo di maggior interesse per i fenomeni amplificativi, si nota che i valori di amplificazione sono minori nella seconda analisi, rispetto alla prima, mentre le funzioni di amplificazione dell'ultima analisi sono migliori. Anche in questo caso, come per gli SA, rispetto all'analisi con gli input naturali, dove il picco di amplificazione è ben definito nel periodo T = 0.1 s, con gli input sintetici i valori massimi delle amplificazioni sono distribuiti nel range di periodo che va da 0.08 – 1.13 s.
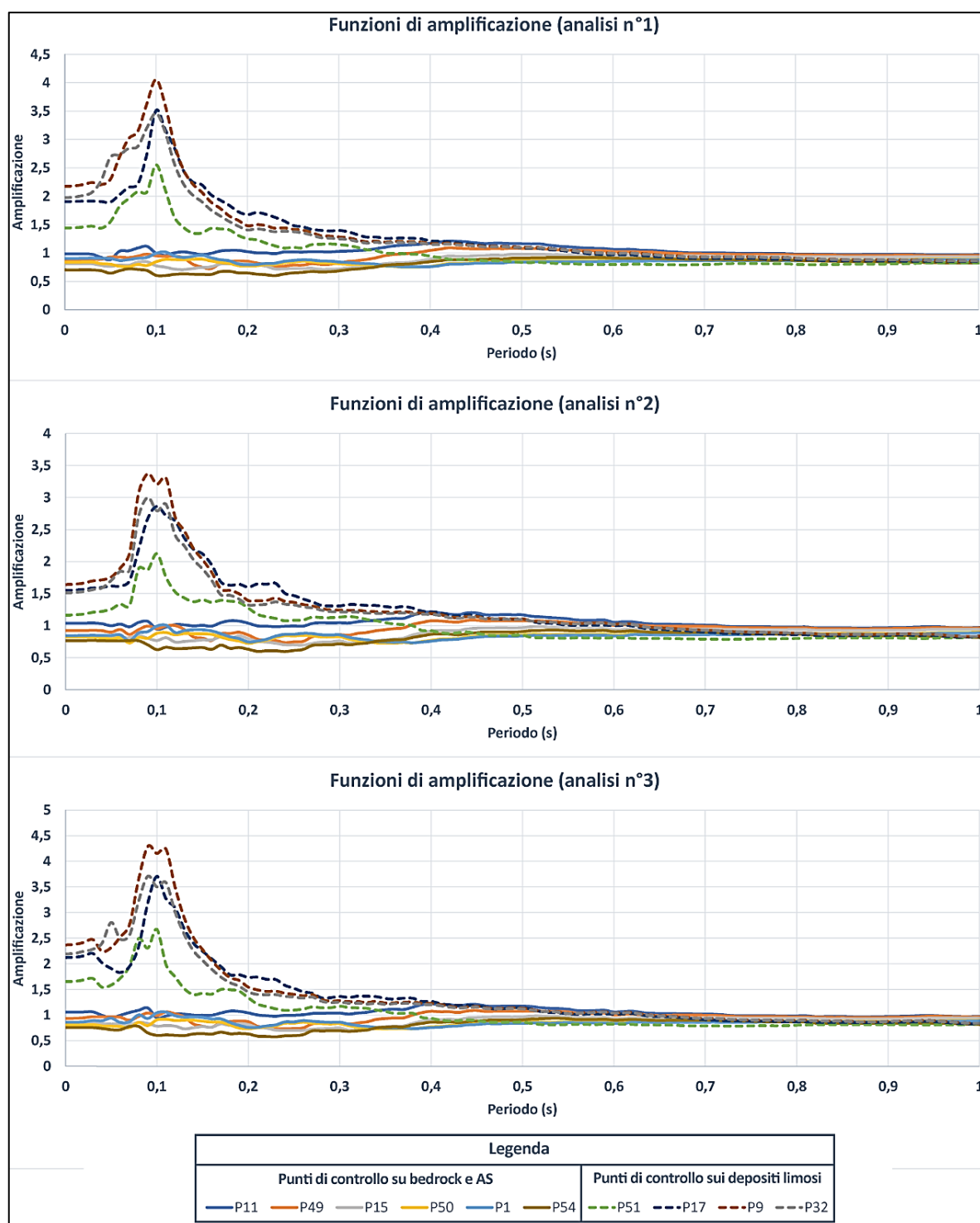
Figura 152: *Funzioni di amplificazione delle analisi*

In virtù di quanto constatato, è possibile affermare che le analisi di risposta sismica locale effettuate mediante una scelta di input sintetici sono ragionevoli in termini di output. L'efficacia delle forme d'onda e degli spettri di risposta sintetici dipende fortemente dai parametri di sorgente, propagazione sito che devono essere necessariamente definiti regionalmente in maniera affidabile. Nel caso specifico considerato in questo lavoro di tesi, ai fini delle risposte sismiche locali, è possibile affermare che i parametri di input di propagazione proposti da Pacor *et al.* (2016) risultano i migliori. Gli SA di output, gli FA e le funzioni di amplificazione, oltre a presentare dei valori in maggior misura confrontabili con quelli ottenuti dalle analisi con gli input naturali (in termini di accelerazione ed amplificazione), hanno un lieve scarto in eccesso e quindi sono a vantaggio di sicurezza.

CONCLUSIONI

Nell'ambito dello studio di RSL condotto nel comune di Cortino (TE) nella frazione di Casanova, si è voluto investigare l'influenza della scelta della tipologia di input sismico sui fattori di amplificazione, sulle funzioni di amplificazione e sui segnali spettrali propagati dai depositi superficiali. Pertanto, sono stati calcolati gli input sintetici per le RSL 2D al sito di Cortino. È stato usato il metodo stocastico a faglia - finita tramite il codice di calcolo EXSIM, e sono stati generati due gruppi di accelerogrammi sintetici da confrontare con gli accelerogrammi naturali selezionati mediante il codice REXELite.

Sono stati elaborati i sismogrammi sintetici per gli eventi più rilevanti della sequenza sismica del Centro Italia 2016 – 17, considerando i parametri di propagazione e di sito indicati in due lavori di Malagnini *et al.* (2011) e Pacor *et al.* (2016).

Gli accelerogrammi, gli spettri di Fourier e di risposta sintetici sono stati confrontati con quelli registrati alla stazione più vicina a Casanova su suolo rigido TER, per tutti gli eventi sismici e con quelli osservati alle stazioni ANT (il 24 Agosto), MNF (il 26 Ottobre) e MMO (il 30 Ottobre).
È importante notare come i picchi alle alte frequenze (bassi periodi) degli SA naturali simulati per la stazione TER, in particolare quello con componente E-W, non sono stati colti da entrambe le simulazioni per tutti e tre gli eventi. Confrontando la scala delle ordinate degli SA delle due stazioni analizzate per l'evento del 24 Agosto 2016, si nota che per la stazione ANT (distanza epicentrale = 33.6 km) i picchi risultano inferiori a 0.08 g, mentre nel caso della stazione TER (distanza epicentrale = 37.7 km) superano 0.15 g. Assumendo che per uno stesso terremoto, due stazioni vicine e poste sulla medesima categoria di sottosuolo abbiano la stessa attenuazione, la differenza negli spettri di risposta è solo dovuta all'effetto di sito. Nella simulazione del 30 Ottobre 2016, inoltre, i valori dello spettro di risposta sono > 0.3 g, elevati per categorie di sottosuolo A o A* ad una distanza oltre i 50 km dall'epicentro. Le stazioni contrassegnate con una categoria di sottosuolo asteriscata, sono desunte con metodologie indirette o sulla base delle carte geologiche e quindi non caratterizzate in funzione della V_{S30}. Per tali ragioni, non si esclude che la stazione TER, in realtà, non sia posta su un suolo rigido oppure sia soggetta ad altri fenomeni di amplificazione, per esempio quelli di carattere topografico.
Dalle due simulazioni, per le stazioni MNF e MMO poste all *footwall*, si evince che i parametri proposti da Pacor *et al.* (2016) e Malagnini *et al.* (2011) sono in buon accordo con i dati osservati. In particolare, i valori del picco di accelerazione e le accelerazioni spettrali dei simulati presentano valori comparabili con quelli degli osservati; la forma e le ampiezze degli spettri di Fourier sintetici e naturali mostrano una buona sovrapposizione. In generale, gli spettri di risposta sintetici fittano

bene: il rapporto spettrale, infatti, è compreso entro il limite ± 0.5 e le differenze areali, presentano delle buone percentuali in entrambe le tipologie di simulazione, tutte inferiori al 50%.
Per la stazione ANT (posta in zona *near field* nell'evento del 24 Agosto) dalle due simulazioni, si nota che i parametri proposti da Malagnini *et al.* (2011) fittano meglio con i dati registrati, mentre il simulato elaborato con gli altri parametri (Pacor2016), presenta dei valori più elevati alle alte frequenze.

Nella simulazione dei sismogrammi sintetici, il problema principale è la calibrazione dei parametri di ingresso necessari a descrivere il modello. Generalmente, i termini di propagazione e di sito in una data regione possono essere disponibili da studi indipendenti, i parametri utilizzati per rappresentare la sorgente sismica sono strettamente legati all'evento da riprodurre. È chiaro che, per zone con una buona caratterizzazione sismotettonica e per eventi ampiamente studiati e documentati, gli accelerogrammi sintetici ben rappresentano quelli registrati. In assenza di dati, le simulazioni sono troppo incerte.
Un'applicazione estesa delle simulazioni, quindi, è impraticabile per le seguenti ragioni: i modelli sorgente richiedono sforzi computazionali elevati non comuni; la scelta di una combinazione fisicamente ragionevole dei parametri di input non è facile ed immediata; è necessario determinare alcuni parametri critici quali lo stress drop, il fattore di qualità, l'attenuazione geometrica e l'effetto "kappa" che influenzano fortemente gli andamenti dei simulati alle alte frequenze; richiesta di dati di sorgente e propagazione spesso irreperibili per terremoti storici e pre-strumentali, disponibili solo per eventi recenti; scarsità dei dati *strong motion* osservati in zone vicine alla sorgente (*near fault*) da poter confrontare con i simulati, a causa della presenza di poche stazioni accelerometriche soprattutto su suolo rigido.

Le zone *near field*, definite in questo lavoro di tesi corrispondenti ai primi 30-35 km dagli epicentri dei terremoti, sono proprio quelle che destano grande preoccupazione negli studi di microzonazione e nella valutazione della pericolosità e del rischio sismico. Anche se verrebbe meno il confronto con i dati registrati, uno dei vantaggi delle simulazioni è proprio quello di poter generare degli accelerogrammi nei siti dove non sono presenti le stazioni accelerometriche, come nel caso di Casanova, utilizzati come input sismici per la seconda e terza analisi di RSL.

Maggior attenzione è stata posta per i risultati di RSL ottenuti nell'area urbanizzata di Casanova, nei pressi della quale sono stati raggiunti i valori più alti in termini di accelerazione spettrale ed amplificazione (punti di controllo P51, P17, P9, P32).

L'unica sostanziale differenza tra gli spettri di risposta di output e le funzioni di amplificazione dell'analisi con input naturali rispetto alle altre due effettuate con input sintetici, è che il picco di

accelerazione ed amplificazione è ben definito nel periodo T = 0.1 s con gli input naturali, mentre con gli input sintetici i valori massimi delle amplificazioni e delle accelerazioni sono distribuiti nel range di periodo che va da 0.08 – 1.13 s.

In virtù dei risultati ottenuti, si evince che le analisi di risposta sismica locale effettuate mediante una scelta di input sintetici sono ragionevoli in termini di output. Nei due studi realizzati mediante accelerogrammi sintetici, è possibile affermare che i parametri di input di propagazione proposti da Pacor *et al.* (2016) risultano migliori. Gli SA di output, gli FA e le funzioni di amplificazione, oltre a presentare dei valori in maggior misura confrontabili con quelli ottenuti dalle analisi con gli input naturali (in termini di accelerazione ed amplificazione), hanno un lieve scarto in eccesso e quindi sono a vantaggio della sicurezza.

APPENDICI

Appendice A: Script di EXSIM

In seguito, a titolo di esempio, viene riportato lo script di EXSIM, evidenziando con colori differenti, i parametri da inserire nel file. Con il colore rosso sono indicati i parametri di sorgente, in blu quelli di propagazione, in verde quelli di sito ed infine con il colore arancione i parametri strumentali.

```
!Control file for program exsim_dmb
! Revision of program involving a change in the control file on
this date:
   12/06/09
!Title
  Runs for comparing EXSIM and SMSIM
!Write acc, psa, husid files for each site?
 Y
!MW, Stress, flag (0=fmax; 1=kappa), fmax or kappa
6.0 115 1 0.035
!lat and lon of upper edge of fault
42.8773 13.2101
!strike,dip, depth of fault
155 49 8.1
!fault type (S=strikeslip;R=reverse;N=normal;U=undifferentiated)
!(Only used if Wells and Coppersmith is used to obtain FL and FW.
  N
!fault length and width, dl, dw, stress_ref
!Note: Force program to use Wells and Coppersmith (WC) for FL
and/or FW if
! either entry = 0.0.
! If Wells and Coppersmith are used to obtain FL and/or FW, the WC
values are
! modified to account for the scaling implied by differences in
the stress
! specified above and a stress that is assumed to be valid for the
generic WC
! relations; this stress is stress_ref. The value of 70 bars is an
educated
! guess for stress_ref, but it is not based on a quantitative
analysis.
! The WC values of FL and/or FW are multiplied by the factor
! (stress_ref/stress)^(1/3).
! Note that four entries on the following line are needed as
placeholders,
! even if not used)
26.0 12.0 1.0 1.0 150 !fault length and width, dl, dw, stress_ref
!vrup/beta
0.8
!hypo location in along fault and down dip distance from the fault
```

```
!reference point (an upper corner)(-1.0, -1.0 for a random
location);
!number of iterations over hypocenter (need an entry, but only
used if
!either of the first two values are -1.0, indicating a random
location)
 42.70 13.23 2
!Enter type of risetime (1=original, 2=1/f0)
 2
!tpadl, tpadt, delta t
6.0 70.0 0.005
!beta , rho
3.5 2.8
!gsprd: r_ref, nsegs, (rlow(i), a_s, b_s, m_s(i))  (Usually set
!r_ref = 1.0 km)
1.0
3
10.0 -1.1 0.0 6.0
30.0 -1.0 0.0 6.0
140.0 -0.7 0.0 6.0
!q: fr1, Qr1, s1, ft1, ft2, fr2, qr2, s2, c_q
0.1 275.0 -2.0 0.2 0.6 1.0 140 0.25 3.5
!path duration (ndur_hinges,
! (rdur(i), dur(i), i = 1, ndur_hinges), durslope)
    6
   0.0 0.0
   7.0 2.4
   45.0 8.4
   125.0 10.9
   175.0 17.4
   270.0 34.2
  0.156
!Type of window: 1 for Saragoni-Hart taper windows, 0 for tapered
boxcar
!window
  1
!low-cut filter corner, nslope (0 ==> no filter)
 0.05 8
! %damping of response spectra
5.
!# of f and Min and Max F for response spectra
  100 0.1   99.
!no. of frequencies for summary output (10 max):
 7
!frequency (-1.0, 99.0 for pgv, pga):
 -1.0 99.0 0.1 0.2 0.33 1.0 3.0 5.0
!Output file names stem:
6.0_AMA2016_site_B_s006TER
!Name of crustal amplification file:
crustal_amps_sample.txt
!Name of site amplification file:
site_B_amp.txt
!DynamicFlag (0=no), PulsingPercent
```

```
  1   50.0
!iflagscalefactor (1=vel^2; 2=acc^2; 3=asymptotic acc^2 (dmb))
  2
!iflagfas_avg (1=arithmetic; 2=geometric, 3=rms: USE 3!)
  3
!iflagpsa_avg (1=arithmetic; 2=geometric: USE 2!, 3=rms)
  2
!deterministic flag,gama,nu,t0,impulse peak (see Motazedian and
Atkinson, 2005)
  0   1.0   90.0   4.0   10.
!iseed, # of trials
  309 5
!islipweight = -1  -> unity slip for all subfaults,
!islipweight =  0  -> specify slips read from text file,
!islipweight =  1  -> random weights
1
! Text file containing matrix of slip weights (need a placeholder
! even if do not assign the slip weights
slip_weights.txt
!Number of Sites, site coord flag (1=lat,long; 2=R,Az; 3=N,E)
  1 1
!If Y below and strike = 0.0:
!  if site coord flag = 2, move origin of the radial line to the
midpoint of
!                          the top edge of the fault
!  if site coord flag = 3 and siteLocation(1) = 0, redefine
!                           siteLocation(1) = 0 to be the midpoint
of the
!                         top edge of the fault (so that the sites
will be
!                          along a line normal to the midpoint)
!  if site coord flag = 3 and siteLocation(2) = 0, redefine
!                            siteLocation(1) = 0 to be the far end
of the fault,
!                         so that the sites are along a line along
the
!                          strike of the fault
 N
!Coordinates of each site
42.656560   13.689540
```

Appendice B: Elaborazioni di REXELite

Il riassunto delle elaborazioni di REXELite per Casanova è il seguente:

```
============================
REXELite ELABORATION SUMMARY
============================
Target spectrum
===============
Latitude: 42.63088
Longitude: 13.57372
Site classification: A
Topography: 1
Nominal life [years]: 50
Building functional type (Cu): 1.0
Limit state probability: 0.1
Preliminary record search
=========================
Station site classification: A, A*
Magnitude min: 5.5
Magnitude max: 6.5
Types of magnitude considered: WL
Epicentral distance min [km]: 0.0
Epicentral distance max [km]: 40.0
Include late trigger events: no
Include analog recordings: no
Spectrum matching parameters and analysis options
=================================================
Period range min [s]: 0.1
Period range max [s]: 1.1
Tolerance below average [%]: 10.0
Tolerance above average [%]: 30.0
Scaled records: no
```

BIBLIOGRAFIA E SITOGRAFIA

- A.G.I (1977) *"Raccomandazioni Sulla Programmazione Ed Esecuzione Delle Indagini Geotecniche"*
- Acunzo G., Pagliaroli A., Scasserra G. (2014) *"In-Spector: un software di supporto alla selezione di accelerogrammi naturali spettrocompatibili per analisi geotecniche e strutturali"*, 33rd GNGTS National Conference, Bologna, November 25-27, 2014, vol. 2, pp. 107-114, ISBN: 978-88-940442-2-5.
- Adamoli L. (1992) *"Evidenze di tettonica di inversione nell'area Corno Grande – Corno Piccolo (Gran Sasso d'Italia)"*, Boll. Soc. Geol. It., 111: 53- 66.
- Aki K. (1967) *"Scaling law of seismic spectrum"*, Journal of Geophysical Research, 72 (4), 1217-1231
- Aki K. (1988) *"Local site effects on strong ground motion"*, Earthquake Engineering and Soil Dynamics II: Recent Advances in Ground motion evaluation, (Ed. J.L. Von Thun), Park City, Utah, Am. Soc. Civ. Eng., Geotec. Spec. Publ., No. 20, 1998, 103-155.
- Aki K. (1991) *"Local site effects on weak and strong ground motion"*, Proc. of the Conf. "New horizons in strong motion: seismic studies and engineering practice"
- Akinci A, Malagnini L, Herrmann R, Kalafat D. (2014) *"High-frequency attenuation in the Lake Van Region, Eastern Turkey"*, Bull Seismol Soc Am 104(3):1400–1409
- Akinci A., D'Amico S., Malagnini L., Mercuri A. (2013) *"Scaling earthquake ground motions in western Anatolia"*, Turkey. Phys Chem Earth 63:124–135
- Akinci A., Malagnini L., Herrmann R.B, Pino N.A., Scognamiglio L., Eyidogan H. (2001) *"High-frequency ground motion in the Erzincan region, Turkey: inferences from small earthquakes"*, Bull. seism. Soc. Am., 91, 1446–1455.
- Akinci A., Malagnini L., Herrmann R.B., Gok R., Sorensen M. (2006) *"Ground motion scaling in the Marmara Region, Turkey"*, Geophys. J. Int., 166, 635– 651.
- Allmann, B.P., and Shearer P.M. (2009) *"Global variations of stress drop for moderate to large earthquakes"*, J. Geophys. Res., 114, B01310, doi:10.1029/2008JB005821.
- Amiranlou H., Pourkermani M., Dabiri R., Qoreshi M., Bouzari S. (2016) *"The Stochastic Finite-Fault modeling based on a dynamic corner frequency simulating of strong ground motion for earthquake scenario of North Tabriz Fault"* Open Journal of Earthquake Research, 5, 114-121
- Anderson J.G., Hough S.E. (1984) *"A model for the shape of the Fourier amplitude spectrum of acceleration at high frequencies"*, Bull. Seismol. Soc. Am. 74, 1969–1993.

- Artoni A. (2003) *“Messinian events within the tectono-stratigraphic evolution of the Southern Laga Basin (Central Apennines, Italy)”* Boll. Soc. Geol. It., 122, 447-465, 13 ff.
- Askan A., Sisman F., Pekcan O. (2014) *“A regional near-surface high frequency spectral attenuation (kappa) model for northwestern Turkey”*, Soil Dyn Earthq Eng 65:113–125
- ASTM (1985) “*Unified Soil Classification System”*
- Atkinson G.M., Boore D.M. (2006) *“Earthquake Ground-Motion Prediction Equations for Eastern North America”*, Bulletin of the Seismological Society of America, Vol. 96, No. 6, pp. 2181–2205, DOI: 10.1785/0120050245.
- Baratta M. (1910) *“La catastrofe sismica Calabro - Messinese”*, Relazione alla Soc. Geol. Italiana
- Baratta M., (1901) *“I terremoti d'Italia. Saggio di storia, geografia e bibliografia sismica italiana”* (ristampa anastatica, Sala Bolognese 1979), Torino.
- Bard P.Y. (1982) *“Diffracted waves and displacement field over two – dimensional elevated topographies”*, Geoph. Journ. Royal Astr. Soc. Vol. 71.
- Bard P.Y. (1994) *“Effects of surface geology on ground motion: recent results and remaining issues”,* Proc. 10th European Conference on Earthquake Engineering, Vienna, 1, 305-323.
- Bard P.Y., Bouchon M. (1985) *“The two dimensional resonance of sediment – filled valleys”* Bulletin of the Seismological Society of America, Vol 75, No 2, pp.519-541.
- Bard P.Y., Gariel J.C. (1986) *"The seismic response of two-dimensional sedimentary deposits with large vertical velocity gradients"*, Bulletin of the Seismological Society of America, Vol. 76, pp. 343-356.
- Bay F., Fah D., Malagnini L., Giardini D. (2003) *“Spectral shearwave ground motion scaling for Switzerland”*, Bull. seism. Soc Am., 93, 414–429.
- Beresnev I., Atkinson G. (1997) *“Modeling finite-fault radiation from the ω^n spectrum”*, Bull. Seismol. Soc. Am. 87, 67–84.
- Beresnev I., Atkinson G. (1998) *“FINSIM—a FORTRAN program for simulating stochastic acceleration time histories from finite faults”*, Seismol. Res. Lett. 69, 27–32.
- Bigi S., Casero P., Ciotoli G. (2011) *“Seismic interpretation of the Laga basin; constraints on the structural setting and kinematics of the Central Apennines”*, J. Geol. Soc. 168, 179-190.
- Bindi D., Cotton F., Spallarossa D., Picozzi M., Rivalta E. (2018) *“Temporal Variability of Ground Shaking and Stress Drop in Central Italy: A Hint for Fault Healing?”*, Bulletin of the Seismological Society of America, Vol. 108, No. 4, pp. 1853–1863, DOI: 10.1785/0120180078.

- Bindi D., Pacor, F., Luzi, L., Massa, M., Ameri G. (2009) *“The Mw 6.3, 2009 L’Aquila earthquake: source, path and site effects from spectral analysis of strong motion data”*, Geophys. J. Int., 179, 1573–1579.
- Bindi V. (1889) *“Monumenti storici ed artistici degli Abruzzi”* Studi, vol. 1, Napoli.
- Boatwright J., Choy G. (1992) *“Acceleration source spectra anticipated for large earthquakes in Northeastern North America”*, Bull. Seism. Soc. Am. 82, 660–682.
- Boccaletti M., Ciaranfi N., Cosentino D., Deiana G., Gelati R., Lentini F., Massari F., Moratti G., Pescatore T., Ricci Lucchi F., Totorici L. (1990) *“Palinplastic restoration and paleogeografic reconstruction of the peri- Tyrrhenian area durino the Neogene”*. Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol., Vol. 77, 41-50.
- Bodin P., Malagnini L., Akinci A. (2004) *“Ground motion scaling in the Kachchh Basin, India, deduced from after-shocks of the 2001 Mw 7.6 Bhuj earthquake”*, Bull. seism. Soc. Am. 94, 818–827.
- Bolt, B.A. (1989) *“The nature of earthquake ground motion”*, in F. Naeim, ed., The Seismic Design Handbook, Van Nostrand Reinhold, New York.
- Bommer J.J., Acevedo A.B. (2004) *“The use of real earthquake accelerograms as input to dynamic analysis”*, Journal of Earthquake Engineering, n. 8(4), pp. 1–50.
- Boncio P., Lavecchia G., Pace B. (2004a) *“Defining a model of 3D seismogenic sources for Seismic Hazard Assessment applications: the case of central Apennines (Italy)”*, Journal of Seismology, 8/3, 407- 425.
- Boore D.M, Thompson E.M. (2014) *“Path Durations for Use in the Stochastic-Method Simulation of Ground Motions”*, Bulletin of the Seismological Society of America, Vol. 104, No. 5, pp. 2541–2552, DOI: 10.1785/0120140058.
- Boore D.M. (1983) *“Stochastic simulation of high-frequency ground motions based on seismological models of the radiated spectra”*, Bull. Seismol. Soc. Am. 73, 1865–1894.
- Boore D.M. (2003) *“Simulation of ground motion using the stochastic method”*, Pure Appl. Geophys. 160, 635–675.
- Boore D.M. (2005) *“SMSIM—Fortran Programs for Simulating Ground Motions from Earthquakes: Version 2.3—A Revision of OFR 96–80– A”*. United States Department of the interior U.S. Geological Survey.
- Boore D.M. (2009) *“Comparing stochastic point-source and finite-source ground-motion simulations: SMSIM and EXSIM”*, Bull. Seismol. Soc. Am. 99, 3202–3216.
- Boore D.M., Joyner W.B. (1997) *“Site amplifications for generic rock sites”*, *Bull. Seism. Soc. Am.* **87**, 327-341.

- Brune J.N. (1970) *“Tectonic stress and the spectra of seismic shear waves from earthquakes”*, J. Geophys. Res. 75, 4997–5009.
- Brune J.N. (1971) *“Tectonic stress and the spectra of seismic shear waves from earthquakes: Correction”*, J. Geophys. Res. 76, 5002.
- Building Seismic Safety Council (2000) *“The 2000 NEHRP Recommended Provisions for New Buildings and Other Structures: Part I (Provisions) and Part II (Commentary)”*, FEMA 368/369, Federal Emergency Management Agency, Washington, D.C.
- Calamita F., Coltorti M., Piccinini D., Pierantoni P.P., Pizzi A., Ripepe M., Scisciani V., Turco E. (2000) *“Quaternary faults and seismicity in the Umbro-Marchean Apennines (central Italy)”*, J. Geodynamics, 29, 245-264.
- Cantalamessa G., Centamore E., Chiocchini U., Micarelli A., Potetti M. (1982) *“Tectonic sedimentary evolution of the northwestern part of the Laga basin during the Upper Miocene Lower Miocene (Central Southern Marche)”*, Mem. Soc. Geol. It., 24, 221-232.
- Carballo J.E., Cornell C.A. (2000) *“Probabilistic seismic demand analysis: spectrum matching and design”*, Report No. RMS41, Reliability of Marine Structures Program, Department of Civil and Environmental Engineering, Stanford University.
- Carmignani L., Kligtield R. (1990) *“Crustal extension in the northern Apennines: the transition from compression to extension in the Alpi Apuane core complex”*, Tectonics 9, 1271-1303.
- Centamore E., Adamoli L., Berti D., Bigi S., Casnedi R., Cantalamessa G., Fumanti F., Morelli C., Micarelli A., Ridolfi M., Salvucci R., Di Chiocchini M., Mancinelli A., Potetti M., Chiocchini U. (1992) *“Carta geologica dei bacini della Laga e del Cellino e dei rilievi carbonatici circostanti (Marche meridionali, Lazio nord-orientale, Abruzzo settentrionale)”*, S.E.L.C.A. Firenze.
- Centamore E., Cantalamessa G., Micarelli A., Potetti M., Berti D., Bigi S., Morelli C., Ridolfi M. (1991) *“Stratigrafia e analisi di facies dei depositi del Miocene e del Pliocene inferiore dell’avanfossa marchigiano- abruzzese e delle zone limitrofe”*, Studi Geol. Camerti Vol. Spec. CROP 11, 125-131.
- Centro MS (2018) *“Microzonazione Sismica di III livello del Comuni di Cortino (TE) ai sensi dell’OPCM n.24 del 15 maggio 2017”*, Relazione Illustrativa
- Chiaraluce L., Di Stefano R., Tinti E., Scognamiglio L., Michele M., Casarotti E., Cattaneo M., De Gori P., Chiarabba C., Monachesi G.,*et al*. (2017) *“The 2016 central Italy seismic sequence: A first look at the mainshocks, aftershocks, and source models”*, Seismol. Res. Lett. 88, no. 3, 757–771, DOI: 10.1785/0220160221.
- CNR (1985) *“Catalogo dei terremoti italiani dall’anno 1000 al 1980”*, Progetto Finalizzato

- Corigliano M., Lai C.G., Rota M., Strobbia C. (2012) *"ASCONA: Automated Selection of COmpatible Natural Accelerograms"*, Earthquake Spectra, n. 28 (3), pp. 965-987
- Cornell C.A. (1968) *"Engineering seismic risk analysis. Bulletin of Seismological Society of America"*, 58:1583–1606.
- Crespellani T. (1999) *"Ingegneria geotecnica nelle aree sismiche"*, CISM - International Centre for Mechanical Sciences, Udine
- D.B.T.R. Regione Abruzzo scala 1:25000 - Edizione 2007 - Formato ECW
- D'Amico M., Puglia R., Russo E., Maini C., Pacor F., Luzi L. (2016) *"SYNTHESIS: a web repository of synthetic waveforms"*, Bull Earthquake Eng, doi:10.1007/s10518-016-9982-8.
- D'Amico S., Akinci A., Malagnini L. (2012) *"Predictions of high-frequency ground-motion in Taiwan based on weak motion data"* Geophys. J. Int., DOI: 10.1111/j.1365-246X.2012.05367.x
- Di Alessandro C., Bonilla L.F., Boore D.M., Rovelli A., Scotti O. (2012) *"Predominant-Period Site Classification for Response Spectra Prediction Equations in Italy"*, Bulletin of the Seismological Society of America, Vol. 102, No. 2, pp. 680–695, April 2012, DOI:10.1785/0120110084
- DISS Working Group (2018) *"Database of Individual Seismogenic Sources (DISS), Version 3.2.1: A compilation of potential sources for earthquakes larger than M 5.5 in Italy and surrounding areas"*, Istituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia; DOI:10.6092/INGV.IT-DISS3.2.1.
- Dreger D.S., Jordan T.H. (2015) *"Introduction to the focus section on validation of the SCEC broadband platform V14.3 simulation methods"*, Seismol Res Lett n. 86, pp. 15–16. doi:10.1785/0220140233
- Drouet S., Cotton F., Guèguen P. (2010) *"vS30, κ, regional attenuation and Mw from accelerograms: application to magnitude 3 to 5 French earthquakes"*, Geophys. J. Int., 182, 880–898, DOI:10.1111/j.1365-246X.2010.04626.
- Edwards B., Fah D. (2013a) *"Measurements of stress parameter and site attenuation from recordings of moderate to large earthquakes in Europe and the Middle East"*, Geophys J Internat 194(2):1190–1202
- Eshelby J.D. (1957) *"The determination of the elastic field of an ellipsoidal inclusion and related problems"*, Proc. Math. Phys. Sci. 441, 376–396.
- Faccioli E. (1991) *"Seismic amplification in the presence of geological and topographical irregularities"*, Proc. 2nd Int. Conf. on Recent Advances in Geotech. Earth. Eng. and Soil Dynamics, St. Louis, Missouri, 2, 1779-17997.

- Faccioli E. (1992) *"Selected aspects of the characterization of seismic site effects, including some recent European contributions"*, Proc. Int. Symp. on "The Effects of Surface Geology on Seismic Motion", Odawara, Japan, 1, 65-96.
- Finn W.D.L. (1992) *"Site conditions and seismic response"* Proc. Int. Symp. on "The Effects of Surface Geology on Seismic Motion", Odawara, Japan, 1, 3-32.
- Gallovič F., Brokešová J. (2007) *"Hybrid k-squared Source Model for Strong Ground Motion Simulations: Introduction."* Phys. Earth Planet. Interiors 160, 34-50.
- Geli L., Bard P.Y., Jullien B. (1988) *"The effect of topography on earthquake ground motion: a review and new results",* Bull. Seism. Soc. of America, 78, No. 1, 42-63.
geodinamica, 1985.
- Gruppo di Lavoro (1999) *"Proposta di riclassificazione sismica del territorio nazionale."* Ingegneria Sismica, 16, 1, 5-14.
- Gruppo di Lavoro (2017) *"Protocolli di acquisizione dati ed elaborazione relativi alle attività di Microzonazione di Livello III nei 140 comuni di cui all'Ordinanza n. 24 del 12 maggio 2017 della Presidenza del Consiglio dei Ministri".* Commissario straordinario ricostruzione sisma.
- Gruppo di Lavoro MS (2008) *"Indirizzi e Criteri per la Microzonazione Sismica (ICMS)"*, Conferenza delle Regioni e delle Province Autonome – Dipartimento della protezione civile, Roma.
- Gruppo di Lavoro MS (2011) *"Contributi per l'aggiornamento degli Indirizzi e criteri per la microzonazione sismica"*. Ingegneria Sismica, anno XXVIII, n.2, 2001, 68 pp.
- Guidoboni E. (2010) *"Terremoti a Ferrara e nel suo territorio: un rischio sottovalutato"* in Ferrara, voci di una città, Fondazione Cassa di Risparmio di Ferrara
- Halldorsson B., Papageorgiou A. (2005) *"Calibration of the Specific Barrier Model to Earthquakes of Different Tectonic Regions"*, Bull. Seism. Soc. Am. 95, 4, 1276–1300.
- Hanks T.C. (1979) *"b Values and $\omega^{-\gamma}$ Seismic Source Models: Implications for Tectonic Stress Variations along Active Crustal Fault Zones and the Estimation of High-frequency Strong Ground Motion"*, J. Geophys. Res. 84, 2235–2242.
- Hanks T.C. (1982) *"f max"*, Bull. Seismol. Soc. Am. 72, 1867–1879.
- Hanks T.C., McGuire R.K. (1981) *"The Character of High-frequency Strong Ground Motion"*, Bull. Seismol. Soc. Am. 71, 2071–2095.
- Hartzell S. (1978) *"Earthquake aftershocks as Green's functions"*, Geophys. Res. Lett. 5, 1–14.
- Hatzidimitrou P.M. (1995) *"S-wave attenuation in the crust in northern Greece"*, Bull Seismol Soc Am 85(5):1381–1387

- Heaton, T. (1990) *“Evidence for and implications of self-healing pulses of slip in earthquake rupture”*, Phys. Earth Planet. Interiors 64, 1–20.
- Herrmann R.B. (1985) *“An extension of random vibration theory estimates of strong ground motion to large distances”*, Bull. Seismol. Soc. Am. 75, 1447–1453.
- Hirasawa T., Stauder W. (1965) *“On the seismic body waves from a finite moving source”*, Bull. Seism. Soc. Am. 55, 237–262
- Hollender F., Maufroy E., Bard P.Y., Ameri G. (2018) *“Are we ready to perform fully site-specific seismic hazard studies in low-to-moderate seismicity areas? A synthesis of the CASHIMA program results”*, Conference: 16th European Conference on Earthquake Engineering at Thessaloniki
- Hough S., Dreger D (1995) *“Source parameters of the 23 April 1992 M 6.1 Joshua Tree, California, earthquake and its aftershocks: empirical Green’s function analysis of GEOS and TERRAscope data”*, Bull. Seism. Soc. Am. 85, 1576–1590.
- Iervolino I., Galasso C., Cosenza E. (2009) *“REXEL: computer aided record selection for code-based seismic structural analysis”*, Bulletin of Earthquake Engineering, n. 8, pp. 339-362.
- IGM Istituto Geografico Militare Carta topografica d’Italia scala 1:50.000, Foglio 349 “*Gran Sasso D’Italia”*;
- ISPRA (1976) *“Foglio 140 Teramo”* Carta Geologica d'Italia alla scala 1:100.000
- King J.L., Tucker B.E. (1984). *"Dependence of sediment-filled valley response on the input amplitude and the valley properties*", Bulletin of the Seismological Society of America, Vol. 74, No.1, pp. 153-165.
- Kramer S.L. (1996) *“Geotechnical earthquake engineering”*, Prentice Hall, Upper Saddle River, N.J.
- Kurtulmus T.O., Akyol N. (2013) *“Crustal attenuation characteristics in western Turkey”*, Geophys J Int 195:1384–1395
- Lanzini M., (2018) *“Evolution of seismic regulations in Italy from a geological point of view”.*
- Lanzo G. (1995) *“Comportamento non lineare del terreno influente sulla risposta sismica locale”*, Tesi di Dottorato in Ingegneria Geotecnica, Università di Roma “La Sapienza”
- Lanzo G. (1996) *“Risposta sismica locale: stato delle conoscenze e recenti sviluppi”*, Atti del Dipartimento di Ingegneria Strutturale e Geotecnica, Università di Roma “La Sapienza”
- Lanzo G. (2012) *“Corso di Microzonazione Sismica e Valutazione della Risposta Sismica Locale per la Ricostruzione Post-Terremoto”*, Università degli Studi de L’Aquila, Auditorium Reiss Romoli Coppito (AQ)

- Lanzo G., Silvestri F. (1999) *“Risposta sismica locale. Teorie ed esperienze”*, Helvius Edizioni srl.
- Lavecchia G., Boncio P., Brozzetti F., De Nardis R., Pace B., Visini F. (2006) *“Studio della Pericolosità sismica della Regione Abruzzo”*, Rapporto interno, GeoSisLab – Dipartimento di Scienze della Terra, Università di Chieti. 31 pp, 5 tav. f.t.
- Lavecchia G., Brozzetti F., Barchi M., Keller J., Menichetti M. (1994) *“Seismotectonic zoning in east-central Italy deduced from the analysis of the Neogene to present deformations and related stress fields”*, Soc. Geol. Am. Bull. 106, 1107–1120.
- Locati M., Camassi R., Rovida A., Ercolani E., Bernardini F., Castelli V., Caracciolo C.H., Tertulliani A., Rossi A., Azzaro R., D'Amico S., Conte S., Rocchetti E. (2016) *“DBMI15, the 2015 version of the Italian Macroseismic Database. Istituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia”*, DOI:http://doi.org/10.6092/INGV.IT-DBMI15
- Luzi L. (2013) *“La risposta sismica locale”*, Giornata di studio “La geofisica e il rischio geologico”, Rovereto
- Luzi L., Pacor F., Puglia R. (2017) *“Italian Accelerometric Archive v 2.3”*, Istituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia, Dipartimento della Protezione Civile Nazionale. DOI: 10.13127/ITACA.2.3
- Luzi L., Puglia R., Russo E., ORFEUS WG5 (2016) *“Engineering Strong Motion Database, version 1.0”.* Istituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia, Observatories & Research Facilities for European Seismology. DOI: 10.13127/ESM
- Malagnini L., Akinci A., Herrmann R.B., Pino N.A., Scognamiglio L. (2002) *“Characteristics of the ground motion in Northeastern Italy”*, Bull. seism. Soc. Am., 92, 2186–2204.
- Malagnini L., Akinci A., Mayeda K., Munafo I., Herrmann R.B., Mercuri A. (2011) *“Characterization of earthquake-induced ground motion from the L’Aquila seismic sequence of 2009, Italy”*, Geophys. J. Int. 184, 325–337, DOI: 10.1111/j.1365-246X.2010.04837.x
- Malagnini L., Herrmann R.B. (2000) *“Ground motion scaling in the region of the Umbria-Marche earthquake of 1997”*, Bull. seism. Soc. Am., 90, 1041–1051.
- Malagnini L., Herrmann R.B., Di Bona M. (2000a) *“Ground motion scaling in the Apennines (Italy)”*, Bull. seism. Soc. Am., 90, 1062–1081-x.
- Malagnini L., Herrmann R.B., Koch K. (2000b) *“Ground motion scaling in Central Europe”*, Bull. seism. Soc. Am., 90, 1052–1061.
- Malagnini L., Mayeda K., Uhrhammer R., Akinci A., Herrmann R.B. (2007) *“A regional ground motion excitation/attenuation model for the San Francisco region”*, Bull. seism. Soc. Am., 97(3), 843–862; DOI:10.1785/0120060101.

- Malagnini L., Mayeda, K. (2008) *"High-stress strike-slip faults in the Apennines: An example from the 2002 San Giuliano earthquakes (southern Italy)"*, Geophys. Res. Lett., 35, L12302, doi:10.1029/2008GL034024.
- Mancini F., Placentino E., Vessia G. (2018) *"Peculiar characters of near and far field measured parameters from recent Italian strong motion events"*, 36th General Assembly of the European Seismological Commission, Malta 2-7 September 2018.
- Marcellini A., Facciorusso J., Gerosa D. (2018) *"Terreno e terremoto: geologia, geotecnica ed effetti di sito"*, Pendragon Editore
- Margaris B.N., Boore D. (1998) *"Determination of Dr and j0 from response spectra of large earthquakes in Greece"*, Bull Seismol Soc Am 88(1):170–182
- McGuire R.K., Hanks T.C. (1980) *"RMS Accelerations and Spectral Amplitudes of Strong Ground Motion during the San Fernando, California, Earthquake"*, Bull. Seismol. Soc. Am. 70, 1907–1919.
- Meirova T., Hofstetter R., Ben-Avraham Z., Steinberg D.M., Malagnini L., Akinci, A. (2008) *"Weak-motion-based predictive relationships for the ground motion in Israel"*, Geophys. J. Int., 175, 1127–1140, DOI:10.1111/j.1365-246X.2008.03953.x.
- Meletti C., Stucchi M., Calvi G.M. (2014b) *"La classificazione sismica in Italia, oggi"* Progettazione Sismica, 5(3), 13-23.
- Moghaddam H., Fanaie N., Hamzehloo H. (2008) "Studying the important parameters in earthquake simulation based on stochastic finite fault modeling" 14th World Conference on Earthquake Engineering, 1-8
- Montaldo V., Meletti C., Martinelli F., Stucchi M., Locati M. (2007) *"On-line seismic hazard data for the new italian building code"*, J Earthq Eng, 11(S1),119–132.
- Morasca P., Malagnini L., Akinci A., Spallarossa D., Herrmann R.B. (2006) *"Ground-motion scaling in the Western Alps"*, J. Seismol., 10(3), DOI:10.1007/s10950-006-9019-x.
- Motazedian, D., Atkinson G. (2005) *"Stochastic finite-fault modeling based on a dynamic corner frequency"*, Bull. Seismol. Soc. Am. 95, 995–1010.
- Mucciarelli M., Spinelli A., Pacor F., (2004) *"Un programma per la generazione di accelerogrammi sintetici "fisici" adeguati alla nuova normativa"*, 11st National Conference 'L'Ingegneria Sismica in Italia', Genova
- Nakamura Y. (1989) *"A Method for Dynamic Characteristics Estimation of Subsurface using Microtremor on the Ground Surface"*, Quarterly Report of RTRI, 30:1, 25-33.
- Newmark N.M., Hall W.J. (1982), *"Earthquake spectra and design"*, Earthquake Engineering Research Institute, Berkeley, C.A.

- NTC08 (2008) "*Norme Tecniche per le Costruzioni*", Decreto Ministeriale 14/01/2008, Gazzetta Ufficiale, N. 29, 4 Febbraio 2008.
- NTC18 (2018) "*Norme Tecniche per le Costruzioni*", Decreto Ministeriale 17/01/2018, Gazzetta Ufficiale, N.42, 20 Febbraio 2018.
- ORDINANZA PCM 3274 DEL 20/03/2003. "*Primi elementi in materia di criteri generali per la classificazione del territorio nazionale e di normative tecniche*", G.U. n.105 del 08/05/2003.
- ORDINANZA PCM 3519 DEL 28/04/2006. "*Criteri generali per l'individuazione delle zone sismiche e per la formazione e l'aggiornamento degli elenchi delle medesime zone*", G.U. n.108 del 11/05/2006.
- Pace B., Boncio P., Valentini A., Bocchini G.M. (2017) *"Studi di pericolosità sismica di base del territorio regionale abruzzese, volti alla definizione di terremoti di riferimento"*, Rapporto interno, DiSPUTer, Università di Chieti– Regione Abruzzo, 54 pp, 5 tav. f.t.
- Pacor F., Cultrera G., Mendez A., Cocco M. (2005) *"Finite fault modeling of strong ground motions using a hybrid deterministic-stochastic approach"*, Bull. Seismol. Soc. America, n. 95(1), pp. 225–240.
- Pacor F., Spallarossa D., Oth A., Luzi L., Puglia R., Cantore L., Mercuri A., D'Amico M., Bindi D. (2016) *"Spectral models for ground motion prediction in the L'Aquila region (central Italy): evidence for stress-drop dependence on magnitude and depth"*, Geophys J Int 204:697–718.
- Pagliaroli A. (2018), *"Key issues in Seismic Microzonation studies: Lessons from recent experiences in Italy"*, Italian Geotechnical Journal
- Pilla L. (1846) *"Istoria del tremuoto che ha devastato i paesi della costa toscana il 14 agosto 1846".*
- Pizzi A, Calamita F., Coltorti M., Pieruccini P. (2002) *"Quaternary normal faults, intramontane basins and seismicity in the Umbria-Marche-Abruzzi Apennine Ridge (Italy): contribution of neotectonic analysis to seismic hazard assessment"*, Boll. Soc. Geol. It., vol. spec. 1, II, 923-929.
- Polatidis A., Kiratzi A., Hatzidimitriou P.M., Margaris B. (2003) *"Attenuation of shear-waves in the back-arc region of the Hellenic arc for frequencies from 0.6 to 16 Hz"*, Tectonophysics 367:29–40
- Progetto ERCIP *"Analisi del paesaggio nel bacino idrografico del Fiume Tordino"*
- Raoof M., Herrmann R.B., Malagnini L. (1999) *"Excitation of three component ground motion in Southern California"*, Bull. seism. Soc. Am., 89, 888–902.
- Ridolfi M. (1993) *"Evoluzione geologico-strutturale dell'area marchigiano- abruzzese esterna tra il F. Aso e il Gran Sasso d'Italia"*, PhD Thesis, Università di Camerino.

- Rota M., Zuccolo E., Taverna L., Corigliano M., Lai C.G., Penna A. (2012) *“Mesozonation of the Italian territory for the definition of real spectrum-compatible accelerograms”*, Bulletin of Earthquake Engineering, Vol. 10, No. 5, pp. 1357-1375.
- Rousseau J.J., (1756) *"Lettera sulla provvidenza".*
- Rovida A., Locati M., Camassi R., Lolli B., Gasperini P. (2016) *“CPTI15, the 2015 version of the Parametric Catalogue of Italian Earthquakes”,* Istituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia. DOI:http://doi.org/10.6092/INGV.IT-CPTI15
- Sabetta F., Pugliese A. (1996) *“Estimation of response spectra and simulation of nonstationary earthquake ground motions”*, Bull. Seism. Soc. America, n .2, pp. 337-352.
- Safak E., Boore D.M. (1988), *“On Low-frequency Errors of Uniformly Modulated Filtered Whitenoise Models for Ground Motions”*, Earthq. Eng. Struct. Dyn. 16, 381–388.
- Sanchez-Sesma F. (1990). *"Elementary solutions for response of a wedge-shaped medium to incident SH- and S'V-waves”*, Bulletin of the Seismological Society ofAmerica, Vol. 80, pp. 737-742.
- Saragoni, G., Hart G. (1974) *“Simulation of artificial earthquakes”*, Int. J. Earthq. Eng. Struct. Dynam. 2, 249–267.
- Scisciani V., Tavaranelli E., Calamita F. (2002) *“The interaction of extensional and contractional deformations in the outer zones of the Central Apennines, Italy”*, Journal of Structural Geology, 24, 1647-1658.
- Scognamiglio L., Malagnini L., Akinci A. (2005) *“Ground motion scaling in Eastern Sicily”*, Bull. seism. Soc. Am., 95(2), 568–578.
- Seed H.B., Idriss I.M. (1969) *“Influence of soil conditions on ground motion during earthquakes”*, ASCE Journal of Soil Mechanics and Foundation Division, Vol. 95, No. SM1.
- Valentini A., Pace B., Boncio P., Visini F., Pagliaroli A., Pergalani F. (2019) *“Definition of seismic input from fault-based PSHA: remarks after the 2016 Central Italy earthquake sequence”*, American Geophysical Union, DOI: 10.1029/2018TC005086
- Vezzani L., Ghisetti F. (1998) *“Carta geologica dell’Abruzzo. Scala 1:100.000”*, S.EL.CA., Firenze.

- http://193.206.192.136/cartanetiffi/carto3.asp?cat=2&lang=IT#
- http://autoritabacini.regione.abruzzo.it/index.php/carta-delle-aree-a-rischio-pai
- http://autoritabacini.regione.abruzzo.it/index.php/carta-delle-pericolosita-pai
- http://cnt.rm.ingv.it/
- http://diss.rm.ingv.it/diss/
- http://esm.mi.ingv.it
- http://esse1-gis.mi.ingv.it/
- http://itaca.mi.ingv.it/
- http://legacy.ingv.it/FAQ/faq.html
- http://ngawest2.berkeley.edu
- http://opendata.regione.abruzzo.it/content/dbtr-regione-abruzzo-scala-125000-edizione-2007-formato-ecw
- http://opendata.regione.abruzzo.it/content/dbtr-regione-abruzzo-scala-15000-edizione-2007-formato-ecw
- http://ran.protezionecivile.it/IT
- http://shakemap.rm.ingv.it/shake/index.html
- http://synthesis.mi.ingv.it/
- http://www.arcgis.com/home/webmap/viewer.html?webmap
- http://www.comunedicortino.gov.it/territorio
- http://www.daveboore.com/software_online.html
- http://www.eucentre.it/seism-home-accelerogrammi
- http://www.pcn.minambiente.it/mattm/geoportale-nazionale/
- http://www.pcn.minambiente.it/viewer/
- http://zonesismiche.mi.ingv.it/class1984.html
- https://emidius.mi.ingv.it/CPTI15-DBMI15/
- https://it.wikipedia.org/wiki/Cortino
- https://www.centromicrozonazionesismica.it/it/attivita/microzonazione-sismica
- https://www.centromicrozonazionesismica.it/it/attivita/microzonazione-sismica/29-storia-della-microzonazione-sismica-in-italia
- https://www.gmpe.it/terremoti/onde-sismiche
- https://www.ingenio-web.it
- https://www.portaleabruzzo.com/nav/tabcomuni.asp?id=2402

RINGRAZIAMENTI

Desidero vivamente ringraziare anzitutto il mio relatore, la Professoressa Giovanna Vessia, per la capacità che ha dimostrato nello stimolare il mio interesse per l'argomento qui discusso, per la fiducia in me, per l'entusiasmo e la determinazione che mi ha trasmesso, per i preziosi consigli e la piena disponibilità nel seguire il lavoro di tesi. Essere un professore vuol dire anche essere un esempio, e lei lo è stato pienamente.

Ringrazio il mio correlatore, il Dottor Sebastiano D'Amico per il tempo dedicatomi.

Ringrazio i Dottori Dino Bindi e Roberto Basili per i preziosi chiarimenti e per la disponibilità mostratami.

Un grande ringraziamento a mio padre e mia madre che, con il loro dolce ed instancabile sostegno, mi hanno permesso di arrivare fin qui, contribuendo alla mia formazione personale, credendo sempre nelle mie capacità.

Ringrazio mio fratello Gianmarco, per gli abbracci che valgono più di mille parole. "Amare un fratello non vuol dire scegliere qualcuno da amare ma ritrovarsi accanto qualcuno che non hai scelto ed amarlo. Scegliere di amare, non scegliere la persona da amare".

Ringrazio la mia collega Enrica Placentino, per aver condiviso insieme questo splendido percorso universitario magistrale, per la stima reciproca ed il quotidiano supporto. Hai creduto in me più di quanto lo facessi io, non dimenticherò mai quella barretta kinder. Arrivare in cima a questo traguardo insieme è una gioia immensa che si va a sommare a tutti i bei momenti trascorsi.

Ringrazio le mie amiche termolesi, per il sostegno morale immancabile, sempre pronte a festeggiare i successi. Un porto sicuro dove poter attraccare il valore dell'amicizia.

Ringrazio le Scalari, la nostra comune passione per la montagna ci ha portato a vivere numerose e splendide avventure nel territorio abruzzese e non solo. Ringrazio le abruzzesi, Giulia e Silvia Patricelli, per il vostro affetto genuino.

Ringrazio le mie colleghe Ludovica Pettorossi e Daria Zaccaria, nonostante i diversi percorsi intrapresi, siamo sempre le Triagatine, disponibili l'una per l'altra.

Ringrazio tutti colori che hanno e non hanno creduto e in me, in maniera diametralmente opposta avete contribuito a darmi la forza necessaria per arrivare fin qui con determinazione e dedizione.